
Langzeit-Quantifizierung von Erosionsprozessen auf proglazialen Flächen
hochalpiner Geosysteme seit dem Ende der Kleinen Eiszeit
im Kontext des Klimawandels

Long-term quantification of erosion on proglacial areas
of high alpine geosystems since the end of the Little Ice Age
in the context of climate change

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades
eines Doktors der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)
an der Mathematisch-Geographischen Fakultät
der Katholischen Universität Eichstätt-Ingolstadt

vorgelegt von
Moritz Altmann

Eichstätt, Juni 2023



Verfasser: Moritz Altmann, geboren am [REDACTED]
Dissertation eingereicht am: 19. Juni 2023
Disputation am: 19. Juli 2023

Erstgutachter: Apl. Prof. Dr. Florian Haas
Zweitgutachter: Prof. Dr. Michael Becht

I Zusammenfassung

Das Abschmelzen der Gletscher in den europäischen Alpen seit dem Ende der Kleinen Eiszeit (LIA) um die Mitte des 19. Jahrhunderts, das durch den Klimawandel noch verstärkt wurde, hat seitdem zur Entstehung großflächiger proglazialer Bereiche geführt. Diese unterliegen zum Teil einer lang anhaltenden und intensiven Morphodynamik.

Trotz vieler Forschungsanstrengungen bestehen nach wie vor einige Wissenslücken über die sich verändernde Morphodynamik. Für quantitative Langzeitanalysen dieser wurden in einigen Studien historische Luftbilder verwendet. Da diese aber erst ab Mitte des 20. Jahrhunderts zur Verfügung stehen, ergibt sich bis zum Ende des LIA eine zeitliche Lücke von ca. 100 Jahren, für die die Reaktion der Flächen auf die Eisfreisetzung kaum bekannt ist. Um entsprechende Aussagen treffen zu können, sind daher weitere Daten und Untersuchungen erforderlich. Inwieweit sich das Erosionsmuster der geomorphologisch aktiven Flächen über die letzten Jahrzehnte hinweg verändert hat, ist ebenfalls nicht bekannt. Auch der Einfluss sich ändernder externer Faktoren, wie Temperatur und Niederschlag auf geomorphologische Hangprozesse und der Einfluss der sich klimawandelbedingt ändernden Naturraumausstattung proglazialer Flächen auf Erosions- und Akkumulationsflächen, sind unzureichend untersucht. Um den Fortschritt der paraglazialen Hanganpassung beurteilen zu können, fehlen zudem jahrzehntelange Vergleichswerte der Erosionsraten der LIA-Lateralmoränen mit denen außerhalb dieser Flächen, z.B. auf würmzeitlichen proglazialen Flächen. Ziel dieser Arbeit ist es daher, die genannten Forschungslücken zu adressieren und entsprechende Ergebnisse mit bestehenden Studien zu diskutieren.

Um einen ausreichend langen Untersuchungszeitraum zu gewährleisten, wurden verschiedene topographische Datengrundlagen aus unterschiedlichen Zeiträumen, basierend auf unterschiedlichen Fernerkundungsdaten, verwendet und miteinander kombiniert. Dazu gehören historische und aktuelle Luftbilder ab Mitte des 20. Jahrhunderts sowie aktuelle Light Detection and Ranging-Daten ab Mitte der 2000er Jahre, die entsprechend zu Orthofotos für flächenhafte Analysen bzw. zu digitalen Geländemodellen für volumetrische Analysen aufbereitet wurden. Um den Analysezeitraum in die zweite Hälfte des 19. und die erste Hälfte des 20. Jahrhunderts auszudehnen, wurden einerseits historische terrestrische Schrägaufnahmen mittels digitalem Monoplotting ausgewertet und andererseits historische topographische Karten zu digitalen Geländemodellen prozessiert. Neben den topographischen Datensätzen wurden zudem naturräumliche Informationen wie meteorologische, hydrologische und vegetationskundliche Daten analysiert.

Die Ergebnisse der Arbeit zeigen, dass die beiden hier vorgestellten Ansätze geeignet sind, den Zeitraum für quantitative Analysen der Morphodynamik auf LIA-Lateralmoränen und damit die Untersuchung paraglazialer Hanganpassungsprozesse zeitlich bis in die zweite Hälfte des 19. und die erste Hälfte des 20. Jahrhunderts zu erweitern. Die flächenhafte Analyse der Veränderung geomorphologisch aktiver Flächen auf Basis georeferenzierter Orthofotos zeigt eine nahezu kontinuierliche Flächenzunahme der (initialen) Runsensysteme eines LIA-Lateralmoränenabschnittes im Zeitraum zwischen 1890 und 2020. Seit der Mitte des 20. Jahrhunderts zeigen die volumetrischen Analysen, die am

I Zusammenfassung

gleichen Hang durchgeführt wurden, allerdings eine Abnahme der geomorphologischen Aktivität. Ein Differenzgeländemodell, das aus karten- und luftbildbasierten digitalen Geländemodellen berechnet wurde, ermöglichte es zudem, eine Rutschung mit entsprechend höherer Magnitude zu erkennen, welche sich zwischen 1922 und 1953 ereignete.

Die volumetrischen Analysen, die einen Zeitraum von mehreren Jahrzehnten (ab der Mitte des 20. Jahrhunderts) abdecken, zeigen im Allgemeinen eine Abnahme der geomorphologischen Aktivität der LIA-Lateralmoränen. In einigen Fällen kann auch ein zunehmender Trend oder ein Verbleiben der Morphodynamik auf ähnlichem Niveau nachgewiesen werden. Dies kann als Verzögerung des paraglazialen Anpassungsprozesses interpretiert werden, bzw. zeigt, dass die Systeme einer solchen Anpassung auch entgegenlaufen können. Bei der Analyse der Entwicklung der Erosionsmuster auf den Hängen konnten vor allem zwei Gruppen von geomorphologisch aktiven Flächen mit unterschiedlichen Reaktionen identifiziert werden. Auf der einen Seite zeigt eine Gruppe nicht nur einen abnehmenden Sedimentaustrag, sondern auch eine anfänglich deutlich höhere Variabilität des Erosionsmusters innerhalb der Fläche, die im Laufe der Jahrzehnte konstanter wird. Eine weitere Gruppe zeigt ebenfalls eine Abnahme des Sedimentaustrags über die Jahrzehnte, jedoch bleibt das Erosionsmuster innerhalb der Fläche über die Zeiträume hinweg konstant, so dass beide Gruppen in den letzten Jahrzehnten ein ähnliches Verhalten zeigen. Die entsprechenden Ergebnisse führten schließlich zur Entwicklung des „Sedimentaktivitätskonzepts“, welches den paraglazialen Hanganpassungsprozess der letzten Jahrzehnte zusammenfasst.

Erosionsflächen mit einer höheren mittleren und maximalen Hangneigung sowie einer größeren Hanglänge weisen generell höhere geomorphologische Aktivitäten auf als solche mit entsprechend geringeren Werten. Diese Charakteristik scheint jedoch einen größeren Einfluss auf die geomorphologische Aktivität zu haben als die Zeit der Eisfreiwerdung. Analysen sich verändernder externer Faktoren, wie der Temperatur- und Niederschlagswerte, konnten sowohl fördernde als auch hemmende Auswirkungen auf geomorphologische Hangprozesse identifizieren, sodass abschließend nicht beurteilt werden kann, inwieweit sich diese tatsächlich auf die Erosionsprozesse der letzten Jahrzehnte der LIA-Lateralmoränen ausgewirkt haben. Es ist davon auszugehen, dass der andauernde paraglaziale Anpassungsprozess, der in der Regel mit einer Abnahme der Morphodynamik proglazialer Flächen verbunden ist, hier einen deutlich größeren Einfluss hat, als die sich ändernden meteorologischen Einflüsse.

Die Langzeit-Vegetationsanalysen zwischen 1890 und 2020 haben gezeigt, dass sich die Vegetation innerhalb eines LIA-Lateralmoränenabschnitts vor allem in den Bereichen entwickelt, die geomorphologisch nicht aktiv sind. In den geomorphologisch aktiven Flächen schwankt die Vegetationsausbreitung deutlich stärker, da diese durch Erosions- und Ablagerungsprozesse regelmäßig zurückgedrängt wird. Mit zunehmendem Abfluss konnte in jüngerer Zeit beobachtet werden, dass Akkumulationsflächen seitlich erodiert werden können. Ebenso kann gezeigt werden, dass die geomorphologische Aktivität innerhalb des Vorfluters eine Verflachung im unteren Bereich der Hänge unterbindet und letztlich eine Verlandung der Erosionsbasis verhindert, was wiederum für die angrenzenden Hänge erosionsfördernd sein kann.

Der Vergleich mit den langjährigen Erosionsraten außerhalb der proglazialen Flächen zeigt, dass die Erosionsraten auf den LIA-Lateralmoränen um einige Magnituden höher liegen. Daraus kann geschlossen werden, dass sich diese noch deutlich in der Phase der paraglazialen Anpassung befinden.

II Abstract

Glacier retreat in the European Alps since the end of the Little Ice Age (LIA) in the mid-19th century, intensified by climate change, has led to the formation of large proglacial areas. Some of these areas are subject to long-term and intensive morphodynamics.

Despite many research efforts, there are still some gaps in our knowledge of the changing morphodynamics. For quantitative long-term analyses of these, some studies have used historical aerial photographs. However, since these are only available from the mid-20th century onwards, there is a temporal gap of about 100 years until the end of the LIA, for which the response of the areas to ice-loss conditions is hardly known and therefore additional data must be used to draw corresponding conclusions. The degree to which the erosion pattern of geomorphic active areas has changed over recent decades is also unknown. The influence of changing external factors such as temperature and precipitation on geomorphological slope processes, and the influence of changing natural environment of proglacial areas due to climate change on erosion and accumulation areas are also poorly understood. Furthermore, in order to assess the progress of paraglacial slope adjustment, there is a lack of decade-long comparative values of erosion rates of LIA lateral moraines with those outside these areas. Therefore, the aim of this work is to address the mentioned research gaps and to discuss corresponding results with existing studies.

In order to ensure a sufficiently long investigation period, various topographic data sets from different time periods, based on different remote sensing methods, were used and combined with each other. These include historical and current aerial photographs from the mid-20th century and current Light Detection and Ranging data from the mid-2000s, which were processed accordingly to orthophotos for areal analyses or to digital terrain models for volumetric analyses. In order to extend the period of analysis into the second half of the 19th and the first half of the 20th century, historical terrestrial oblique images were processed using digital monoplottting and historical topographic maps were processed into digital terrain models. In addition to topographic data sets, natural information such as meteorological, hydrological and vegetation data was also analyzed.

The results show that the two approaches presented here are suitable for extending the time period for quantitative analyses of the morphodynamics of LIA lateral moraines and thus the investigation of paraglacial slope adjustment processes temporally into the second half of the 19th century and the first half of the 20th century. The areal analysis of the change in geomorphologically active areas based on georeferenced orthophotos shows an almost continuous increase in the area of the (initial) gully systems of a LIA lateral moraine section in the period between 1890 and 2020. Since the middle of the 20th century, however, volumetric analyses carried out on the same slope show a decrease in geomorphic activity. A digital terrain model of difference calculated from map- and aerial-image-based digital terrain models also made it possible to identify a landslide of correspondingly higher magnitude that occurred between 1922 and 1953.

II Abstract

The volumetric analyses covering a period of several decades (from the mid-20th century) generally show a decrease in geomorphologic activity of the LIA lateral moraines. In some cases, an increasing trend or an activity at a similar level can also be detected. This can be interpreted as a delay in the paraglacial adjustment process, or shows that the systems can also act against such adjustment. Analysing the development of erosion patterns on the slopes, two groups of geomorphic active areas with different responses could be identified. On the one hand, one group shows not only a decrease in sediment yield, but also an early clearly higher variability of the erosion pattern within the area, which becomes more constant over the decades. Another group also shows a decrease in sediment yield over the decades, but the erosion pattern within the area remains constant over the time periods, so that both groups show a similar behavior over the last decades. The corresponding results finally led to the development of the "sediment activity concept", which summarizes the paraglacial slope adjustment process over the last decades.

In general, erosion areas with higher mean and maximum slope gradients and greater slope lengths have higher geomorphological activity than those with correspondingly lower values. However, this characteristic seems to have a greater influence on geomorphological activity than the time of ice loss. Analyses of changing external factors, such as temperature and precipitation, could identify both promoting and inhibiting effects on geomorphological slope processes, so the extent to which they have actually influenced the erosion processes of the last decades of the LIA lateral moraines cannot be assessed finally. It can be assumed that the ongoing paraglacial adjustment process, which is usually associated with a decrease in the morphodynamics of proglacial areas, has a much greater influence here than the changing meteorological influences.

The long-term vegetation analyses between 1890 and 2020 have shown that vegetation within a LIA lateral moraine develops mainly in the geomorphic inactive areas. In the geomorphic active areas, the vegetation cover is much more variable as it is regularly reduced by erosion processes. With increasing runoff, it has recently been observed that accumulation areas can be eroded laterally. It can also be shown that the geomorphic activity within the channel prevents a flattening in the lower part of the slopes and ultimately a sedimentation of the erosion base, which in turn can promote erosion on the adjacent slopes.

The comparison with the long-term erosion rates occurring outside the proglacial areas shows that the erosion rates on the LIA lateral moraines are several magnitudes higher. It can therefore be concluded that these are still clearly in the phase of the paraglacial slope adjustment.

III Danksagung

Zunächst möchte ich mich bei meinen beiden Gutachtern Apl. Prof. Dr. Florian Haas und Prof. Dr. Michael Becht bedanken. Vielen Dank für das Vertrauen, mich als wissenschaftlichen Mitarbeiter und Doktoranden in das von euch beantragte Teilprojekt „Morpho“ (Räumliche und zeitliche Veränderungen in der geomorphologischen Prozessdynamik an Hängen in den Zentralalpen seit der Kleinen Eiszeit) innerhalb des von der DFG, dem FWF, dem Land Südtirol und dem SNF geförderten Forschungsprojektes SEHAG aufzunehmen. Danken möchte ich auch für die anschließende Unterstützung, Betreuung und die wegweisenden und konstruktiven Diskussionen während der gesamten Entstehungszeit der einzelnen Forschungsartikel sowie dieser Arbeit. Bedanken möchte ich mich auch für die Freiräume, die mir im Rahmen meiner Arbeit gewährt wurden. Diese ermöglichten es mir zu jeder Zeit, eigene Schwerpunkte und Ziele zu setzen. Zudem möchte ich meinen Doktorandenkollegen im Teilprojekt „Morpho“ Jakob Rom und Fabian Fleischer mein Dank aussprechen. Vielen Dank für die Unterstützung, die mir sowohl im Feld als auch im Büro entgegengebracht wurde. Unsere konstruktiven Diskussionen haben mich in meiner Arbeit immer vorangebracht. Bedanken möchte ich mich auch bei unseren studentischen Hilfskräften für ihre Arbeit im Gelände sowie für die Übernahme und Auswertung kleinerer Projekte. Bedanken möchte ich mich auch bei Apl. Prof. Dr. Tobias Heckmann, der mit dem beantragten Teilprojekt „Konnekt“ (Sedimentkonnektivität, Sedimenttransport und die Fortpflanzung von Veränderungen in hochalpinen Geosystemen) ebenfalls im SEHAG-Projekt tätig war. Ich möchte mich für die Ideen, Hinweise, Ratschläge und die konstruktive Kritik bedanken, die stets zur Verbesserung meiner eigenen Arbeit beigetragen haben. Bedanken möchte ich mich auch bei meinen Kolleginnen und Kollegen in diesem Teilprojekt, Dr. Livia Piermattei, Dr. Sarah Betz-Nutz und Toni Himmelstoß, für die gute Zusammenarbeit. Danken möchte ich zudem den Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern der SEHAG-Teilprojekte „Klima“ (Universität Bremen), „Hydro“ (Technische Universität München und Universität Bern), „Bio“ (Universität Innsbruck und Eurac Research), „Foto“ (Technische Universität Wien), durch die das Forschungsprojekt erst um die vielen Aspekte erweitert werden konnte. Vielen Dank für die stets gute Zusammenarbeit und das gemeinsame Verfassen der Forschungsartikel.

Bedanken möchte ich mich auch bei meiner Mentorin, Prof. Dr. Susanne Jochner-Oette, die mir im Rahmen des Forschungskollegs "Naturwissenschaften: Mensch und Natur" bei der Erstellung meiner Arbeit jederzeit mit Rat und Tat zur Seite stand.

Für die gute Zusammenarbeit möchte ich mich auch bei den anderen Kolleginnen und Kollegen am Lehrstuhl für Physische Geographie der Katholischen Universität Eichstätt-Ingolstadt bedanken. Dies sind PD Dr. Martin Trappe, Dr. Peter Fischer, Dr. Manuel Stark, Johanna Jetschni, Anna-Katharina Eisen, Lisa Buchner, Surendra Ranpal, Kerstin Wegner und Georgia Kahlenberg.

IV Inhaltsverzeichnis

<i>I Zusammenfassung</i>	IV
<i>II Abstract</i>	VI
<i>III Danksagung</i>	VIII
<i>IV Inhaltsverzeichnis</i>	IX
<i>V Abbildungsverzeichnis</i>	X
<i>VI Tabellenverzeichnis</i>	XI
<i>VII Abkürzungsverzeichnis</i>	XII
<i>VIII Liste der Forschungsartikel und Erklärung der Autorenschaft</i>	XIII
1 Einführung.....	1
1.1 Aktueller Forschungsstand	1
1.2 Forschungsbedarf.....	8
1.3 Ziele und Fragestellungen.....	11
1.4 Das SEHAG Forschungsprojekt	13
2 Untersuchungsgebiete.....	15
2.1 Forschungstäler.....	15
2.2 Testflächen.....	18
3 Materialien und Methoden.....	20
3.1 Generierung topographischer Daten	20
3.1.1 Orthofotos	20
3.1.2 Digitale Geländemodelle.....	22
3.1.3 Bestimmung von volumetrischen Oberflächenveränderungen	25
3.1.4 Fehlerbewertung der Differenzmodelle und Volumenberechnungen	25
3.2 Hinzunahme weiterer naturräumlicher Daten.....	28
4 Zusammenfassung der Forschungsartikel.....	31
5 Forschungsartikel	39
5.1 Forschungsartikel I	39
5.2 Forschungsartikel II.....	74
5.3 Forschungsartikel III.....	90
5.4 Forschungsartikel IV	121
6 Diskussion und Schlussfolgerungen zu den wichtigsten Ergebnissen.....	172
6.1 Ziel 1 (Artikel I und II)	172
6.2 Ziel 2 (Artikel II, III und IV)	177
6.3 Ziel 3 (Artikel I, II, III und IV).....	184
6.4 Ziel 4 (ohne Artikel)	193
7 Ausblick.....	197
8 Literaturverzeichnis	198

V Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Publikationen (1999-2022) basierend auf dem Schlagwort "proglacial area".*	2
Abbildung 2: Lage der Untersuchungsgebiete in den zentralen Ostalpen.*	15
Abbildung 3: Am Ende des LIA und rezente Vergletscherung: (a) Horlachtal, (b) Oberes Martelltal und (c) Oberes Kaunertal.*	17
Abbildung 4: Lage der Testflächen in den Untersuchungsgebieten: (a) Gletschervorfelder des Grastalferners im Horlachtal/Grastal (Artikel IV), (b) des Hohenferners (Artikel IV) im Martelltal, (c) des Weißseeferners (Artikel III-IV), des Gepatschferners (Artikel I-IV) und des Gepatschferners/Münchner Abfahrt (Artikel II und IV) im Kaunertal und (d) der Erosionsflächen außerhalb proglazialer Gebiete im Horlachtal (ohne Artikel).*	19
Abbildung 5: Zeitliche Darstellung aller topographischen Datensätze, die für die Berechnung von Orthofotos und DGMs verwendet wurden: (a) Horlachtal (Artikel IV), (b) Kaunertal (Artikel I-IV) und (c) Martelltal (Artikel IV).	24
Abbildung 6: Bei den eigenen LiDAR-Feldkampagnen eingesetzte Geräte: (a) Mobiler Laserscanner VP-1 (Riegl) an einem Helikopter montiert für luftgestützte Aufnahmen und (b) TLS VZ-4000 (Riegl) für Bodenaufnahmen.	24
Abbildung 7: Gletscher- und Kartierung der Morphodynamik des untersuchten LIA-Latermoränenabschnitts vom Ende des LIA bis 2020.	174
Abbildung 8: Räumliche Langzeitentwicklung (1890 bis 2020) der verschiedenen Landbedeckungstypen des untersuchten LIA-Lateralmoränenabschnitts (Gletschervorfeld des Gepatschferners/Kaunertal; Artikel I) sowohl (a) innerhalb als auch (b) außerhalb der aktiven Runsensysteme (Grafik: Katharina Ramskogler).	186
Abbildung 9: Großflächige Erosion in den Jahren 1990 bis 2003.	187
Abbildung 10: DoDs der untersuchten Erosionsflächen außerhalb proglazialer Bereiche im Horlachtal: (a) 1954 bis 1973, (b) 1973 bis 2006, (c) 2006 bis 2019 und (d) 2019 bis 2021.	195

VI Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Forschungsfragen und Verweise auf entsprechende publizierte Artikel.	12
Tabelle 2: SEHAG-Teilprojekte und zugehörige Forschungseinrichtungen.	13
Tabelle 3: Lage und Charakteristika der Untersuchungsgebiete.	16
Tabelle 4: Durchschnittliche jährliche Temperatur- und Niederschlagswerte innerhalb der Untersuchungstäler.	16
Tabelle 5: Veränderungen der Gletscherausdehnung in den Einzugsgebieten und Entstehung proglazialer Gebiete.	17
Tabelle 6: Charakteristika der Testflächen.	18
Tabelle 7: Erreichte Monoplotting-Genauigkeit.	22
Tabelle 8: Statistische Kennwerte der DoD, ermittelt an einer stabilen Fläche im Gletschervorfeld des Gepatschferners/Münchner Abfahrt im Kaunertal.	26
Tabelle 9: Gesamterwärmung in den Gletschervorfeldern (automatische Wetterstationen).	190
Tabelle 10: Gesamterwärmung in den Gletschervorfeldern (ARW-WRF-Analyse).	190
Tabelle 11: Überblick über die Testflächen innerhalb proglazialer Flächen und der Erosionsflächen außerhalb der LIA-Gletschervorfelder.	193
Tabelle 12: Berechnete Erosionsraten der Flächen außerhalb proglazialer Bereiche zwischen 1954 und 2021.	194
Tabelle 13: Abschätzung der Unsicherheit der DoDs anhand eines stabilen Bereichs.	195
Tabelle 14: Vergleich der mittleren jährlichen Erosionsraten (mm) auf den LIA-Lateralmoränen (Artikel IV) und den Erosionsflächen außerhalb proglazialer Bereiche.	196

VII Abkürzungsverzeichnis

20CRv3.....	20th Century Reanalysis Version 3
ALS	Airborne Laserscanning
BEV	Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen
DAV	Deutscher Alpenverein
DFG.....	Deutsche Forschungsgemeinschaft
DGM.....	Digitales Geländemodell
DoD	DTM of Difference
DTM.....	Digital Terrain Model
EGU.....	European Geosciences Union
EPSG	European Petroleum Survey Group
ETRS89	Europäisches Terrestrisches Referenzsystem 1989
FWF.....	Österreichischer Wissenschaftsfonds
GIS	Geographisches Informationssystem
HT.....	Horlachtal
IGMI.....	Italienisches Militärgeographisches Institut
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
KT.....	Kaunertal
KU	Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt
LIA	Little Ice Age
LiDAR.....	Light Detection and Ranging
m ü. E.	Meter über dem Ellipsoid
m ü. M.	Meter über dem Meer
MDPI.....	Multidisciplinary Digital Publishing Institute
moniQue	MONoplotting oblique images in QGIS (Monoplotting-Tool)
MT	Martelltal
MVS	Multi-View-Stereo
ÖAV	Österreichischer Alpenverein
RMSE.....	Root Mean Square Error
SCA	Sediment-Contributing-Area
SEHAG.....	Sensitivität hochalpiner Geosysteme gegenüber dem Klimawandel seit 1850 (Projekt)
SfM.....	Structure-from-Motion
TIWAG.....	Tiroler Wasserkraft AG
TLS.....	Terrestrisches Laserscanning
TUM.....	Technische Universität München
UAS	Unmanned aircraft system
USGS.....	United States Geological Survey
UTM.....	Universal Transverse Mercator
VSF.....	Virtuelle Sedimentfalle
WRF	Weather Research and Forecasting Model
WSL	Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft

VIII Liste der Forschungsartikel und Erklärung der Autorenschaft

Alle Publikationen dieser Arbeit sind peer-reviewed und als frei zugängliche Forschungsartikel (Open Access) in verschiedenen Fachzeitschriften wie dem Journal of Geomorphology (Gebrüder Borntraeger Science Publishers), Water (MDPI), Earth Surface Dynamics (Copernicus Publications) und Geosciences (MDPI) erschienen. Die Publikationen sind im Rahmen meiner Dissertation entstanden, die ich als wissenschaftlicher Mitarbeiter und Doktorand im Rahmen des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG), dem Österreichischen Wissenschaftsfonds (FWF), dem Land Südtirol sowie dem Schweizerischen Nationalfonds (SNF) geförderten Forschungsprojektes SEHAG (SENSitivität HochAlpiner Geosysteme gegenüber dem Klimawandel seit 1850) am Lehrstuhl für Physische Geographie an der Katholischen Universität Eichstätt-Ingolstadt (KU) verfasst habe. Das Projekt lief unter der Leitung von Prof. Dr. Michael Becht, dem Inhaber des Lehrstuhls für Physische Geographie an der KU.

Die Publikationen entstanden zum einen in Zusammenarbeit mit meinen Kolleginnen und Kollegen am Lehrstuhl für Physische Geographie der KU und zum anderen im Rahmen verschiedener Kooperationen mit internationalen Forschungseinrichtungen. Hierzu zählen das Institut für Geographie der Universität Bremen, der Lehrstuhl für Hydrologie und Flussgebietsmanagement der Technischen Universität München (TUM), das Institut für Botanik der Universität Innsbruck, der Eurac Research in Bozen, das Department für Geodäsie und Geoinformation der Technischen Universität Wien (TU Wien), die Arbeitsgruppe Boden- und Landschaftsökologie der Universität Innsbruck, dem Institut für Geographie der Universität Innsbruck, die Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL) in Birmendorf und dem Mathematischen Institut der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg.

Forschungsartikel I:

Altmann, Moritz; Ramskogler, Katharina; Mikolka-Flöry, Sebastian; Pfeiffer, Madlene; Haas, Florian; Heckmann, Tobias; Rom, Jakob; Fleischer, Fabian; Himmelstoß, Toni; Pfeifer, Norbert; Ressler, Camillo; Tasser, Erich; Becht, Michael (2023): Quantitative Long-Term Monitoring (1890–2020) of Morphodynamic and Land-Cover Changes of a LIA Lateral Moraine Section. In: Geosciences 13 (4), S. 95. DOI: 10.3390/geosciences13040095.

Erklärung der Autorenschaft

Sebastian Mikolka-Flöry (TU Wien) entwickelte das digitale Monoplotting-Tool „moniQue“, welches in dieser Studie zur Verarbeitung der terrestrischen Fotografien verwendet wurde. Unterstützt wurde er dabei von Camillo Ressler und Norbert Pfeifer (beide TU Wien). Die meteorologischen Daten

VIII Liste der Forschungsartikel und Erklärung der Autorenschaft

wurden von Madlene Pfeiffer (Universität Bremen) zur Verfügung gestellt. Die Recherche der historischen terrestrischen Aufnahmen wurde von Jakob Rom, Fabian Fleischer und mir (alle KU) vorgenommen. Die Georeferenzierung der historischen terrestrischen Aufnahmen wurde von Jakob Rom, Fabian Fleischer, Toni Himmelstoß (KU) und mir durchgeführt. Die Erstellung der Orthofotos aus den Luftbildserien (ab 1953) erfolgte durch Jakob Rom, Fabian Fleischer, Camillo Ressler und mich. Die Konzeption der Studie erfolgte in Zusammenarbeit mit Florian Haas, Tobias Heckmann, Michael Becht (alle KU), Katharina Ramskogler (Institut für Botanik, Universität Innsbruck und Eurac Research), Erich Tasser (Eurac) und mir. Die Auswertung der Daten sowie die Darstellung und Interpretation der Ergebnisse fanden in enger Zusammenarbeit zwischen Katharina Ramskogler, Madlene Pfeiffer (Universität Bremen) und mir statt. Das Manuskript mit allen zugehörigen textlichen und graphischen Darstellungen wurde ebenfalls in enger Zusammenarbeit mit Katharina Ramskogler erstellt. Dabei konzentrierte ich mich auf den Aspekt der Morphodynamik und Katharina Ramskogler auf den Inhalt der Landbedeckungsänderung. Die Anmerkungen und Kritik aller Koautoren wurden von Katharina Ramskogler und mir entsprechend eingearbeitet.

Forschungsartikel II:

*Altmann, Moritz; Haas, Florian; Rom, Jakob; Fleischer, Fabian; Heckmann, Tobias; Ressler, Camillo; Becht, Michael (2023): Quantitative long-term (1922 to 2021) monitoring of a large-scale landslide of a LIA lateral moraine due to glacial debulking. In: *jgeomorphology*. DOI: 10.1127/jgeomorphology/2023/0779.*

Erklärung der Autorenschaft

Jakob Rom, Fabian Fleischer, ich (alle KU) und Camillo Ressler (TU Wien) haben die historischen luftbildbasierten DGMs (SfM-Photogrammetrie mit MVS) zwischen 1953 und 2003 erstellt. Die rezenten LiDAR-Daten wurden federführend von Florian Haas (KU) erstellt, wobei (ab 2019) Jakob Rom, Fabian Fleischer und ich an der Datenerfassung, wie z. B. den entsprechenden Geländearbeiten, beteiligt waren. Die Suche nach historischen Karten und historischen terrestrischen Fotografien des Untersuchungsgebietes wurde von Jakob Rom, Fabian Fleischer und mir durchgeführt. Die Generierung des historischen DGMs von 1922 auf Basis einer stereophotogrammetrisch erstellten historischen Karte erfolgte durch Fabian Fleischer. Das Konzept der Studie entstand in Zusammenarbeit mit Florian Haas, Tobias Heckmann und Michael Becht (alle KU). Das Manuskript und die darin enthaltenen Texte, Analysen, Berechnungen und Grafiken sowie die Einarbeitung von Korrekturen wurden von mir vorgenommen.

Forschungsartikel III:

Altmann, Moritz; Piermattei, Livia; Haas, Florian; Heckmann, Tobias; Fleischer, Fabian; Rom, Jakob; Betz-Nutz, Sarah; Knoflach, Bettina; Müller, Svenja; Ramskogler, Katharina; Pfeiffer, Madlene;

VIII Liste der Forschungsartikel und Erklärung der Autorenschaft

Hofmeister, Florentin; Ressler, Camillo; Becht Michael (2020): Long-Term Changes of Morphodynamics on Little Ice Age Lateral Moraines and the Resulting Sediment Transfer into Mountain Streams in the Upper Kauner Valley, Austria. In: Water 12 (12), S. 3375. DOI: 10.3390/w12123375.

Erklärung der Autorenschaft

Die historischen DGMs (luftbildgestützt) wurden in Zusammenarbeit mit Livia Piermattei (KU und WSL), Sarah Betz-Nutz, Jakob Rom, Fabian Fleischer, mir (alle KU) und Camillo Ressler (TU Wien) erstellt. Die kartierten Gletscherstände wurden von Bettina Knoflach (Geographie, Universität Innsbruck) zur Verfügung gestellt. Svenja Trautmann (geb. Müller; Boden- und Landschaftsökologie, Universität Innsbruck) führte die Analysen der Bodenproben der LIA-Lateralmoräne durch, die gemeinsam mit mir während der Geländearbeiten entnommen wurden. Katharina Ramskogler (Institut für Botanik, Universität Innsbruck und Eurac Research) nahm die Vegetationskartierung im Untersuchungsgebiet vor. Die meteorologischen Analysen wurden von Madlene Pfeiffer (Universität Bremen) und die hydrologischen Analysen von Florentin Hofmeister (TUM) durchgeführt. Die terrestrischen LiDAR-Daten wurden gemeinsam mit Jakob Rom und Fabian Fleischer im Rahmen von Geländearbeiten aufgenommen. Die flugzeuggestützten LiDAR-Daten (2017) wurden von Florian Haas (KU) zur Verfügung gestellt. Das Konzept der Studie wurde in Zusammenarbeit mit Florian Haas, Tobias Heckmann und Michael Becht (alle KU) erstellt. Die Studie und alle darin enthaltenen Analysen und Berechnungen sowie die schriftlichen und grafischen Darstellungen wurden von mir erarbeitet und mit den jeweiligen Koautoren abgestimmt.

Forschungsartikel IV:

Altmann, Moritz; Pfeiffer, Madlene; Haas, Florian; Rom, Jakob; Fleischer, Fabian; Heckmann, Tobias; Piermattei, Livia; Wimmer, Michael; Braun, Lukas; Stark, Manuel; Betz-Nutz, Sarah; Becht Michael (2023): Long-term monitoring (1953–2019) of geomorphologically active sections on LIA lateral moraines under changing meteorological conditions. In: EGU sphere [preprint], <https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1512>.

Erklärung der Autorenschaft

Die historischen DGMs (luftbildgestützt) wurden in Zusammenarbeit mit Livia Piermattei (KU und WSL), Jakob Rom, Fabian Fleischer und mir (alle KU) erstellt. Die Rekonstruktion der historischen Gletscherstände am Hohenferner (Oberes Martelltal, Südtirol, Italien) sowie das DGM von 1959 wurden von Sarah Betz-Nutz (KU) zur Verfügung gestellt. Die flugzeuggestützten LiDAR-Daten wurden von Florian Haas (KU) mit Unterstützung (ab 2019) von Jakob Rom, Fabian Fleischer und mir erhoben. Die Daten wurden von Michael Wimmer (TU Wien) unter der Leitung von Florian Haas entsprechend aufbereitet. Die meteorologischen Analysen wurden von Madlene Pfeiffer (Universität Bremen) durchgeführt. Das Konzept der Studie wurde in Zusammenarbeit mit Florian Haas, Tobias Heckmann, Michael Becht und mir (alle KU) entwickelt. Die statistischen Analysen wurden von mir

in Absprache mit Florian Haas, Tobias Heckmann und Lukas Braun (Universität Freiburg) durchgeführt. Die Studie und alle darin enthaltenen Verfahren, Analysen und Berechnungen sowie die schriftlichen und grafischen Darstellungen wurden von mir entwickelt und mit den jeweiligen Koautoren abgestimmt.

Weitere Veröffentlichungen neben der Dissertation

Während meiner Zeit als wissenschaftlicher Mitarbeiter und Doktorand am Lehrstuhl für Physische Geographie der Katholischen Universität Eichstätt-Ingolstadt entstanden auch die folgenden Publikationen, an denen ich als Erstautor bzw. Koautor beteiligt war. Sie sind jedoch nicht Bestandteil der Dissertation. Diese sind nachstehend in alphabetischer Reihenfolge aufgeführt.

1. *Altmann, M.; Haas, F.; Heckmann, T.; Liébault, F.; Becht, M. (2021): Modelling of sediment supply from torrent catchments in the Western Alps using the sediment contributing area (SCA) approach. In: Earth Surf. Process. Landforms 46 (5), S. 889–906. DOI: 10.1002/esp.5046.*

Die Datenauswertung sowie die schriftliche und graphische Darstellung dieser Studie wurden federführend von mir in Zusammenarbeit mit Florian Haas, Tobias Heckmann, Michael Becht (alle KU) und Frédéric Liébault (Universität Grenoble Alpes, INRAE, ETNA, Frankreich) durchgeführt. Frédéric Liébault stellte die Daten wie das DGM und die langjährigen Sedimentausträge der 35 Einzugsgebiete in den französischen Westalpen zur Verfügung. Der Kontakt und die entsprechende Zusammenarbeit kamen durch seinen Gastaufenthalt am Lehrstuhl für Physische Geographie der KU im Wintersemester 2016/2017 zustande.

2. *Altmann, M.; Mikolka-Flöry, S.; Pfeifer, N.; Haas, F.; Rom, J.; Fleischer, F. et al. (2022): Determination of glacier extents by monoplottting using historical terrestrial oblique images. In: Rutzinger, M.; Anders, K.; Bremer, M.; Eltner, A.; Höfle, B.; Lindenbergh, R.; Mayr, A.; Oude Elberink, S.; Pirotti, F.; Scaioni, M.; Tolksdorf, H.; Zieher, T. (Eds.): Sensing Mountains: Innsbruck Summer School of Alpine Research 2022 - Close Range Sensing Techniques in Alpine Terrain. Innsbruck: Innsbruck university press, pp. 44-46.*

Diese Veröffentlichung ist das Resultat meiner Teilnahme an der Innsbrucker Summer School of Alpine Research 2022 („Close Range Sensing Techniques in Alpine Terrain“) in Obergurgl, Österreich vom 18.9.2022 bis zum 24.9.2022. Voraussetzung für die Teilnahme an der Summer School war die Einreichung eines Beitrages, welcher anschließend in einem Sammelband veröffentlicht wurde. Sebastian Mikolka-Flöry hat in Zusammenarbeit mit Norbert Pfeifer das in dieser Studie verwendete Monoplottting-Tool entwickelt (TU Wien). Das Konzept dieses Beitrages wurde in enger Zusammenarbeit aller Autoren entwickelt. Die Datenbereitstellung erfolgte in Zusammenarbeit mit Florian Haas, Jakob Rom, Fabian Fleischer, Tobias Heckmann und Michael Becht (alle KU). Die Auswertungen sowie die schriftlichen und grafischen Darstellungen wurden von mir durchgeführt.

VIII Liste der Forschungsartikel und Erklärung der Autorenschaft

3. *Fleischer, F.; Haas, F.; Altmann, M.; Rom, J.; Knoflach, B.; Becht, M. (2022): Combination of historical and modern data to decipher the geomorphic evolution of the Innere Ölgruben rock glacier, Kaunertal, Austria, over almost a century (1922–2021). In: Permafrost and Periglacial Processes. DOI: 10.1002/ppp.2178.*

Im Rahmen dieser Studie war ich an der Aufnahme des Datensatzes ALS 2021 beteiligt. Außerdem war ich an der Erstellung der historischen DGMs involviert. Bevor das Manuskript bei der entsprechenden Zeitschrift eingereicht wurde, wurde es von mir intensiv begutachtet.

4. *Fleischer, F.; Haas, F.; Piermattei, L.; Pfeiffer, M.; Heckmann, T.; Altmann, M. et al. (2021): Multi-decadal (1953–2017) rock glacier kinematics analysed by high-resolution topographic data in the upper Kaunertal, Austria. In: The Cryosphere 15 (12), S. 5345–5369. DOI: 10.5194/tc-15-5345-2021.*

Im Rahmen dieser Studie habe ich an der Erstellung der historischen DGMs mitgearbeitet. Auch dieses Manuskript wurde vor der Einreichung bei der entsprechenden Zeitschrift von mir intensiv begutachtet.

5. *Fleischer, F.; Haas, F.; Altmann, M.; Rom, J.; Ressler, C.; Becht, M. (2023): Glaciogenic Periglacial Landform in the Making—Geomorphological Evolution of a Rockfall on a Small Glacier in the Horlachtal, Stubai Alps, Austria. In: Remote Sensing 15 (6), S. 1472. DOI: 10.3390/rs15061472.*

Im Zuge dieser Studie war ich an den ALS-Aufnahmen 2021 und 2022 beteiligt. Ich war an der Erstellung der historischen DGMs beteiligt und habe das Manuskript vor der Einreichung bei der entsprechenden Zeitschrift durchgesehen und Verbesserungsvorschläge eingebracht.

6. *Piermattei, L.; Heckmann, T.; Betz-Nutz, S.; Altmann, M.; Rom, J.; Fleischer, F. et al. (2022): Evolution of an Alpine proglacial river during seven decades of deglaciation quantified from photogrammetric and LiDAR digital elevation models. In: Earth Surf. Dynam., 11, 383–403, <https://doi.org/10.5194/esurf-11-383-2023>.*

Bei dieser Studie war ich an der Erstellung der historischen und aktuellen DGMs beteiligt. Außerdem war ich an den UAS- und TLS-Kampagnen 2019 involviert. Darüber hinaus habe ich an dem Konzept und der Methodik der Studie mitgearbeitet.

7. *Rom, J.; Haas, F.; Heckmann, T.; Altmann, M.; Fleischer, F.; Ressler, C. et al. (2023): Spatio-temporal analysis of slope-type debris flow activity in Horlachtal, Austria, based on orthophotos and lidar data since 1947. In: Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 23 (2), S. 601–622. DOI: 10.5194/nhess-23-601-2023.*

Im Rahmen dieser Studie war ich an der Erstellung der historischen topographischen Datensätze beteiligt. Zudem war ich bei den statistischen Analysen beratend tätig. Darüber hinaus habe ich das Manuskript intensiv durchgesehen und entsprechende Verbesserungsvorschläge eingebracht.

VIII Liste der Forschungsartikel und Erklärung der Autorenschaft

8. Rom, J.; Haas, F.; Hofmeister, F.; Fleischer, F.; **Altmann, M.**; Pfeiffer, M. et al. (2023): *Analysing the Large-scale Debris Flow Event in July 2022 in Horlachtal, Austria Using Remote Sensing and Measurement Data. In: Geosciences 13 (4), S. 100. DOI: 10.3390/geosciences13040100.*

Bei dieser Studie war ich an der ALS-Aufnahme im Jahr 2021 beteiligt. Darüber hinaus konnte ich durch meine kritische Durchsicht das Manuskript entsprechend verbessern.

9. Rom, J.; Haas, F.; Heckmann, T.; Dremel, F.; Fleischer, F.; **Altmann, M.** et al. (2023): *Establishing a record of extreme debris flow events in a high Alpine catchment since the end of the Little Ice Age using lichenometric dating. In: Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, S. 1–17. DOI: 10.1080/04353676.2023.2187531.*

An dieser Studie war ich an der Bereitstellung der historischen topographischen Datensätze beteiligt. Auch dieses Manuskript wurde von mir intensiv begutachtet.

10. Stark, M.; Rom, J.; Haas, F.; Piermattei, L.; Fleischer, F.; **Altmann, M.**; Becht, M. (2022): *Long-term assessment of terrain changes and calculation of erosion rates in an alpine catchment based on SfM-MVS processing of historical aerial images. How camera information and processing strategy affect quantitative analysis. In: jgeomorphology. DOI: 10.1127/jgeomorphology/2022/0755.*

Innerhalb dieser Studie war ich an der Erstellung der historischen topographischen Datensätze beteiligt. Darüber hinaus war ich beratend an den statistischen Analysen beteiligt. Darüber hinaus habe ich eine kritische Durchsicht des Manuskripts vor der Einreichung bei der entsprechenden Zeitschrift vorgenommen, was zu entsprechenden Verbesserungen geführt hat.

1| Einführung

1.1 Aktueller Forschungsstand

Hochgebirge, wie z. B. die europäischen Alpen, erwärmen sich mit durchschnittlich $0,3\text{ °C}$ ($\pm 0,2\text{ °C}$) pro Jahrzehnt deutlich stärker als der globale Durchschnitt mit $0,2\text{ °C}$ ($\pm 0,1\text{ °C}$) (IPCC 2018; Hock et al. 2019). Der Erwärmungstrend der letzten Jahrzehnte konzentriert sich in den europäischen Alpen vor allem auf das Frühjahr und den Sommer (Auer et al. 2007; Ceppi et al. 2012). Als Folge dieser Erwärmung (IPCC 2021) haben sich diese Landschaften in den letzten Jahrzehnten stark verändert (Pepin et al. 2022; Hock et al. 2019). Dazu gehören das rasche Abschmelzen von Gletschern (Beniston 2005; Abermann et al. 2009; Zemp et al. 2009), das Auftauen von Permafrostböden (Haeberli und Beniston 1998; Kneisel und Käab 2007), ein verändertes Abflussverhalten (Huss et al. 2008; Pellicciotti et al. 2010; Majone et al. 2016) sowie Veränderungen der alpinen Vegetation (Pauli et al. 2003; Raffl und Erschbamer 2004; Knoflach et al. 2021). Seit dem Ende der Kleinen Eiszeit (engl.: LIA – Little Ice Age) um die Mitte des 19. Jahrhunderts (Matthews und Briffa 2005; Ivy-Ochs et al. 2009) hat die anhaltende Gletscherschmelze zu einer immer größeren Ausdehnung proglazialer Flächen geführt (Schiefer und Gilbert 2007; Heckmann und Morche 2019). So gab es in den europäischen Alpen zwischen dem Ende des LIA und den 1970er Jahren bzw. bis zum Jahr 2000 einen Verlust an vergletschelter Fläche, mit regionalen Unterschieden, von insgesamt 35 % bzw. 50 % (Zemp et al. 2008). Innerhalb dieser generellen Phase des Gletscherverlusts gab es auch mehrere Gletschervorstöße, die in die 1890er, 1920er und 1970er bis 1980er Jahre eingeordnet werden können (Zemp et al. 2008). Seit den 1980er Jahren ist jedoch eine Beschleunigung der Gletscherschmelze in Verbindung mit einer stärkeren Erwärmung der Oberflächentemperatur zu beobachten (Fischer et al. 2015b). Die Zunahme der von Gletschern freigelegten Flächen hat in den letzten Jahrzehnten auch zu einem wachsenden Forschungsinteresse geführt, was sich auch in einer steigenden Anzahl entsprechender Publikationen zu dieser Thematik widerspiegelt (Abb. 1).

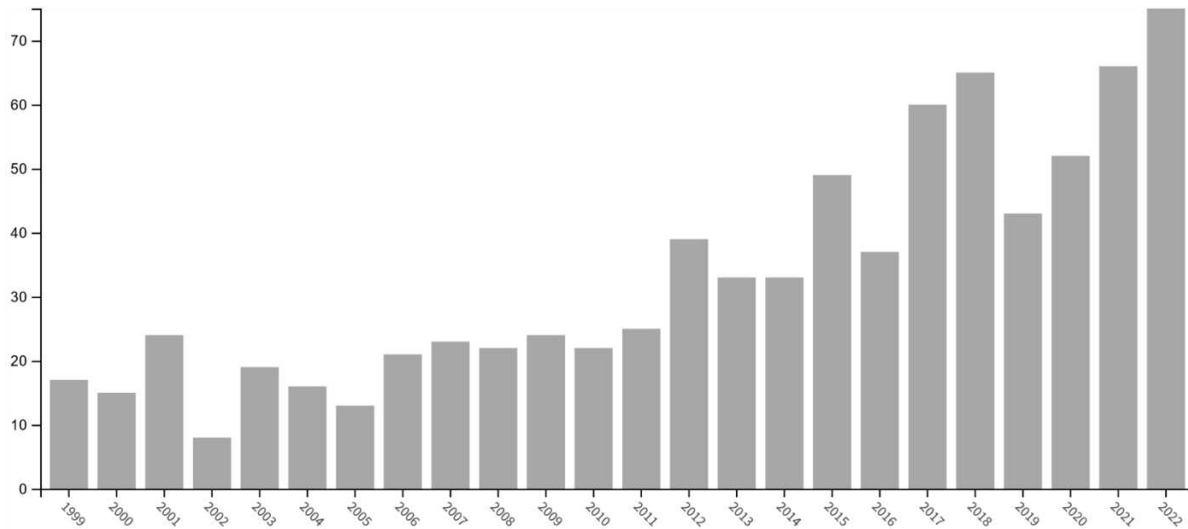


Abbildung 1: Publikationen (1999-2022) basierend auf dem Schlagwort "proglacial area".*

*Die Daten stammen aus der Web of Science Datenbank (<https://www.webofscience.com>; Zugriff am 10.4.2023).

Die Entstehung und die Umgestaltung von eisfreien Flächen im Vorfeld von Gletschern ist mit einer hohen und lang anhaltenden Morphodynamik verbunden, die sich sowohl auf die zugehörigen LIA-Lateralmoränen (Ballantyne 2002b; Curry et al. 2006; Betz-Nutz et al. 2023), als auch auf den Sedimenttransfer von den Hängen in die angrenzenden Gerinne (Heckmann und Vericat 2018) und die Sedimentumlagerung in den Flüssen selbst (Piermattei et al. 2022) auswirkt. Dieses Verhalten wird allgemein als paraglazialer Anpassungsprozess bezeichnet, der Jahrzehnte bis Jahrhunderte dauern kann (Ballantyne 2002a, 2002b). Die Erosion an Hängen wird dabei durch das Zusammenwirken einer Vielzahl geomorphologischer Prozesse verursacht, die sich in ihrer Magnitude und Frequenz stark unterscheiden, wobei die Erosionsanfälligkeit der Hänge einerseits auf das Vorhandensein von freigelegtem und zumeist schlecht verfestigtem Lockermaterial und andererseits auf die fehlende Stütze durch den schmelzenden Gletscher zurückzuführen sind (Ballantyne 2002b; Haeberli 1997). Zu den auf den Hängen wirksamen Prozessen zählen die fluviale lineare Erosion (Becht 1995), der hangaquatische Abtrag (Dusik et al. 2019), nivale Erosionsprozesse (Dusik et al. 2019), Erosion durch Grundlawinen (Hilger 2017) sowie gravitative Massenbewegungen, wie Murgänge (Ballantyne und Benn 1994; Curry et al. 2006; Haas et al. 2012) oder Rutschungen (Hugenholtz et al. 2008; Stoffel et al. 2014; Cody et al. 2020). Als Besonderheit des proglazialen Raums kann darüber hinaus die Hangentwicklung durch Toteis, das sich über Jahrzehnte in glaziogenen Sedimenten halten kann und sukzessive austaut, beeinflusst werden, was dann in der Folge zu einem langsamen und stetigen Absenken der Oberfläche führen kann (Lukas et al. 2012; Sailer et al. 2012; Betz-Nutz 2021). Dieses zum Teil großflächige Austauen kann so

die Prozessdynamik an Hängen verstärken und zudem den einzelnen Beitrag der wirkenden geomorphologischen Prozesse kaschieren (Betz-Nutz et al. 2023).

Durch die Erstellung mehrerer genauer und präziser Digitaler Geländemodelle (DGM) und den daraus abgeleiteten Differenzgeländemodellen (engl.: DoD – Digital Terrain Model of Difference) können Veränderungen von Oberflächen alpiner Landschaften bei entsprechender Datenlage heute in hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung rekonstruiert, interpretiert und volumetrisch quantifiziert werden. Seit Mitte der 2000er Jahre haben sich vor allem LiDAR-Daten (Light Detection and Ranging), die sowohl terrestrisch (Terrestrial Laserscanning, TLS) als auch luftgestützt (Airborne Laserscanning, ALS) erhoben werden können, für die Erstellung von DGMs etabliert, um die Erdoberfläche mit hoher Genauigkeit und Auflösung im Subdezimeterbereich zu erfassen. Darüber hinaus sind die Methoden auch auf größeren Skalen einsetzbar, so dass auch großräumige Zusammenhänge (z. B. auf Einzugsgebiets-ebene) untersucht werden können (Heritage und Hetherington 2007; Scheidl et al. 2008; Höfle und Rutzinger 2011; Williams et al. 2015; Smith et al. 2016; Haas et al. 2012). Die Verfügbarkeit digitalisierter historischer Luftbilder, die in den europäischen Alpen meist bis in die Mitte des 20. Jahrhunderts zurückreichen, und die Entwicklung bzw. Verbesserung photogrammetrischer Methoden wie der Structure-from-Motion (SfM) Photogrammetrie mit Multi-View-Stereo (MVS) ermöglichen die Erstellung von DGMs mit hoher räumlicher (Metergenauigkeit) und zeitlicher (mehrere Jahre bis mehrere Jahrzehnte) Auflösung. Damit ist die volumetrische Rekonstruktion der Oberfläche von Hochgebirgslandschaften über mehrere Jahrzehnte möglich (Midgley und Tonkin 2017; Mölg und Bolch 2017; Lane et al. 2017; Fleischer et al. 2021; Stark et al. 2022; Betz-Nutz et al. 2023). Zusätzlich können aus den entsprechenden Luftbildserien georeferenzierte Orthofotos abgeleitet werden, die zudem quantitative (flächenhafte) Kartierungen ermöglichen (Rom et al. 2023).

Der langfristige Zusammenhang, zwischen den durch die Gletscherschmelze freigegebenen Flächen und der daraus resultierenden Dynamik auf den Hängen, ist seit mehreren Jahrzehnten Gegenstand der Forschung. Hierfür liegen unterschiedliche Methoden und Modelle zugrunde. Church und Ryder (1972) zeigten anhand eines theoretischen Modells ("paraglaziales Konzept") die zukünftige Landschaftsentwicklung proglazialer Gebiete. Das Modell basiert auf ermittelten Sedimentausträgen, die in verschiedenen Einzugsgebieten wie beispielsweise der kanadischen Arktis, Schweden oder Norwegen erhoben wurden. Letztendlich wird ein Vergleich dieser Sedimentausträge dargestellt, wobei sich für Einzugsgebiete mit proglazialen Flächen deutlich höhere Sedimentraten im Vergleich zu Flächen außerhalb der LIA-Gletschervorfelder zeigen. So folgt nach Church und Ryder (1972) auf eine Periode hoher

geomorphologischer Aktivität eine sukzessive Abnahme der Sedimentlieferung. Ballantyne (2002a) hat die paraglaziale Landschaftsanpassung durch eine Weiterentwicklung dieses Modells, dem „exhaustion-Modell“, beschrieben, das auf einem hypothetischen paraglazialen System basiert. Die theoretischen Überlegungen gehen davon aus, dass die Verfügbarkeit potentiell instabiler Sedimente die einzige Beschränkung für die Rate der paraglazialen Sedimentumlagerung bzw. -mobilisierung darstellt. Darüber hinaus werden Störungen ausgeschlossen. Weiterhin wird davon ausgegangen, dass sich die Sedimentfreisetzung mit dem Erreichen der Stabilität, bzw. durch die Erschöpfung der Sedimentquellen reduziert. Darauf aufbauend wird gezeigt, dass die Rate der Sedimentfreisetzung mit der Zeit exponentiell abnimmt, letztendlich aber mehrere Jahrzehnte bis Jahrhunderte andauern kann (Ballantyne 2002a).

Des Weiteren bestehen Abschätzungen zu langjährigen Erosionsraten von Ballantyne und Benn (1994), Curry und Ballantyne (1999) und Curry et al. (2006). Curry et al. (2006) zeigten mit Hilfe des Raum-Zeit-Substitutionsansatzes anhand mehrerer Testflächen (unterschiedliches Alter bezogen auf die Eisfreisetzung) in den Schweizer Alpen (Gletschervorfelder des Fee- und Mont-Miné-Gletschers), dass nach 80-140 Jahren Eisfreisetzung eine Stabilisierung der Hänge eintritt. Diese Studie beschreibt darüber hinaus, dass nach 10-50 Jahren etwa 50 % der Sedimentquellen erschöpft sind, dass es aber mehrere Jahrhunderte dauern kann, bis der paraglaziale Anpassungsprozess tatsächlich abgeschlossen ist. Carrivick et al. (2013) ermittelten mit zunehmender Entfernung vom Gletscher auch eine Abnahme der morphodynamischen Hangprozesse, was die Autoren hier mit dem längeren Zeitraum seit Eisfreierdung erklären. Ein Umstand, der aber nach Betz-Nutz (2021) auch auf die geringeren Hangneigungen und kürzeren Hanglängen zurückzuführen sein könnte. Schiefer und Gilbert (2007) ermittelten mit Hilfe quantitativer volumetrischer Analysen (Prozessierung historischer Luftbilder mittels Stereophotogrammetrie) einen signifikant abnehmenden Trend der geomorphologischen Aktivität einer LIA-Lateralmoräne (Gletschervorfeld des Lillooet Gletschers, Kanada). Der gesamte Untersuchungszeitraum ist in verschiedene Zeiträume unterteilt, sodass eine genaue Darstellung innerhalb einzelner Jahrzehnte gewährleistet werden kann. Mit einem ähnlichen Ansatz haben Betz et al. (2019) und Betz-Nutz et al. (2023) unter anderem anhand historischer Luftbilder (Prozessierung mittels Stereophotogrammetrie) ab Mitte des 20. Jahrhunderts über mehrere Zeiträume mittels volumetrischer Berechnungen nachgewiesen, dass der paraglaziale Anpassungsprozess in den letzten Jahrzehnten mitunter sehr variabel sein kann. Betz-Nutz et al. (2023) konnten auf 13 von 20 Testflächen in unterschiedlichen Tälern der Ostalpen eine Abnahme der Morphodynamik beobachten, wobei sechs Testflächen eine

konstante geomorphologische Aktivität und eine davon sogar eine Zunahme der Morphodynamik zeigte. Dies zeigt sehr deutlich, dass der Abtrag von Hängen im proglazialen Raum hoch variabel sein kann und dass das Alter der Eisfreiwerdung nicht als alleinige Einflussgröße angesehen werden darf. Während der Raum-Zeit-Substitutionsansatz für die Beurteilung von Hanganpassungsprozessen also einige Schwächen aufweist, wie z. B. den Vergleich von Testflächen mit unterschiedlichen topographischen Eigenschaften (Ballantyne und Benn 1994; Curry und Ballantyne 1999; Curry et al. 2006), sind die Arbeiten von Schiefer und Gilbert (2007), Betz et al. (2019) und Betz-Nutz et al. (2023) für die Analyse der Morphodynamik von Gletschervorfeldern von besonderer Bedeutung, da in diesen Fällen dieselben Hänge langfristig über mehrere Zeiträume quantitativ (volumetrisch) untersucht wurden und so Veränderungen in der Geomorphodynamik gut beobachtet und analysiert werden können.

Anders als Luftbilder, die erst mit dem Aufkommen der Fliegerei entstanden, finden sich terrestrische Fotografien der Alpen jedoch bereits aus dem 19. Jahrhundert. Mit der Erfindung der Fotografie in den 1820er Jahren durch den Franzosen Joseph Nicéphore Niépce und darauf aufbauend auch Louis Daguerre (Buckingham 2005), dauerte es nur wenige Jahrzehnte, bis die ersten fotografischen Expeditionen in den Alpen unternommen wurden. Die ersten Bilder alpiner Hochgebirgsregionen entstanden 1849 in der Schweiz und zeigen beispielsweise das Matterhorn von Joseph-Philibert Girault de Pranget und John Ruskin (Crauwels 2010) sowie das Scheuchzerhorn und den Thierberggletscher von Jean Gustave Dardel (Holzer 2019). In der zweiten Hälfte des 19. und in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts führten mehrere begünstigende Faktoren zu einer Zunahme der alpinen Fotografie. Zu nennen sind hier das steigende Interesse am Alpinismus, das mit zahlreichen Erstbesteigungen durch alpinistische Pioniere und begeisterte Bergsteiger einherging und das in der Gründung zahlreicher Alpenvereine und dem Bau entsprechender Alpenvereinshütten mündete (Grupp 2008; Douglas 2020). Dazu kamen technische Weiterentwicklungen der Fotoapparate, wie etwa die Kodak-Kamera im Jahr 1888 (Buckingham 2005), die das Fotografieren für einen breiteren Personenkreis ermöglichte. Diese Entwicklungen führten dazu, dass Reisen in den Alpen immer häufiger auch fotografisch dokumentiert werden konnten, sei es für wissenschaftliche oder für private Zwecke. Heute befinden sich diese historischen Fotografien zum Teil in einem der zahlreichen öffentlichen Archiven. Dazu zählen beispielsweise die Bayerische Akademie der Wissenschaften (München), die Archive des Deutschen bzw. Österreichischen Alpenvereins (DAV/München, bzw. ÖAV/Innsbruck), das Salzburger Landesarchiv (Salzburg), das Tiroler Landesmuseum (Innsbruck), das Österreichische Staatsarchiv (Wien), die Vorarlberger

Landesbibliothek (Bregenz) oder die Italienische Kommission für Glaziologie (Turin). Darüber hinaus archivieren auch Ortschronisten wie etwa Martin Frey (Ortschronist Kaunertal), Helmut Hörmann (Chronistenbibliothek Oberland, Imst) oder Manfred Haringer (Ortschronist Schlanders) entsprechende Fotografien. Zudem befinden sich zahlreiche historische Fotografien im Privatbesitz von Familien ehemaliger Bergsteiger.

Eine qualitative Auswertung solcher Fotografien ermöglicht den visuellen und damit qualitativen Vergleich historischer und aktueller Aufnahmen desselben Standortes, wodurch Veränderungen in der Landschaft sichtbar und damit interpretierbar werden. Der Wert solcher Fotos kann heute durch photogrammetrische Verfahren jedoch noch gesteigert werden. So ermöglicht das sogenannte digitale Monoplotting (Einzelbildauswertung) auch quantitative zweidimensionale Auswertungen, indem bereits kartierte Flächen und Linien innerhalb historischer terrestrischer Aufnahmen vermessen werden können (Bozzini et al. 2011, 2012). Das digitale Monoplotting selbst geht auf die Arbeiten von Makarovič (1973, 1983) in den 1970er und 1980er Jahren zurück. Weitere Arbeiten folgten beispielsweise durch Doytsher und Hall (1995), Aschenwald et al. (2001) und Fluehler et al. (2005). Bozzini et al. (2011, 2012) entwickelten schließlich das benutzerfreundliche und frei zugängliche WSL-Monoplotting-Tool und machten das digitale Monoplotting somit einem breiten Publikum zugänglich. Mit diesem Tool und unter Verwendung historischer alpiner Landschaftsfotografien wurden Studien zu Naturgefahren (Conedera et al. 2013; Conedera et al. 2018), Gletscherausdehnungen (Wiesmann et al. 2012), Blockgletscherbewegungen (Scapozza et al. 2014) und zur Veränderung der Vegetation und anderen Landbedeckungen durchgeführt (Bozzini et al. 2011, 2012; Stockdale et al. 2015; Stockdale et al. 2019; McCaffrey und Hopkinson 2017; McCaffrey und Hopkinson 2020; Gabellieri und Watkins 2019; Bayr 2021). Abgesehen von den Gletscherstandskartierungen von Wiesmann et al. (2012) gibt es jedoch keine weiteren Untersuchungen, die derartige Kartierungen in proglazialen Gebieten für den Zeitraum vor der Mitte des 20. Jahrhunderts vornahmen.

Eine weitere topographische Informationsquelle um Veränderungen in den Alpen zu detektieren stellen neben den terrestrischen Fotografien historische Karten hochalpiner Geosysteme dar, die vor allem in der zweiten Hälfte des 19. und zu Beginn des 20. Jahrhunderts an Genauigkeit und Präzision gewonnen haben. Der Einsatz von für die damalige Zeit hochgenauen technischen Instrumenten sowie das wachsende wissenschaftliche Interesse an der Vermessung der sich verändernden hochalpinen Geosysteme, hervorgerufen vor allem durch das starke Abschmelzen der Gletscher z. B. in den Ostalpen im späten 19. Jahrhundert, ermög-

lichten ab den 1880er Jahren die Erstellung von Gletscherkarten und damit auch der angrenzenden proglazialen Gebiete (Richter 1883; Pfaundler 1887; Richter 1888; Finsterwalder und Schunck 1887, 1888). Darüber hinaus führten die Meßtischphotogrammetrie (Finsterwalder 1888), und insbesondere die Stereophotogrammetrie, (Hübl 1912; Finsterwalder 1928) zu Vereinfachungen bei der Datenaufnahme im Gelände und der Herstellung der Karten und damit letztendlich zu wesentlichen Verbesserungen in der räumlichen Auflösung sowie zu einer immer größeren Verbreitung dieser. In einigen Fällen existieren neben den Karten selbst auch die Fotografien der damaligen Geländeaufnahmen, so dass visuelle Analysen, sowie die Analyse der topographischen Informationen parallel erfolgen können.

1.2 Forschungsbedarf

In den Arbeiten von Schiefer und Gilbert (2007), Betz et al. (2019) und Betz-Nutz et al. (2023) wurde die Morphodynamik auf LIA-Lateralmoränen zwar über mehrere Jahrzehnte und aufeinanderfolgende Zeiträume untersucht, diese Studien basieren jedoch auf zum Teil sehr langen Untersuchungszeiträumen. Dies führt zwangsläufig dazu, dass zwar langfristige Veränderungen in der Geomorphodynamik gut erfasst wurden, die Bedeutung der einzelnen Prozesse am Abtragsgeschehen aber nur schwer differenzierbar sind. Zudem erschweren zu große Zeitabstände die Analyse von sich ändernden Extremwetterereignissen, wie z. B. Starkniederschläge oder sehr hohen Temperaturen in den Sommermonaten. Betz et al. (2019) und Betz-Nutz et al. (2023) erfassten zwar zusätzlich den aktuellen Abtrag auf den Hängen durch jährliche Unmanned Aerial System (UAS) Aufnahmen und geben damit einen Einblick in die aktuelle jährliche Variabilität und die beteiligten Prozesse, die bisher verwendeten historischen Daten lassen eine solche Analyse jedoch nur mit Einschränkungen zu. Dies erschwert die Interpretation der langfristigen Veränderung von Erosionsraten und damit der unterschiedlich wirkenden Prozesse innerhalb der geomorphologisch aktiven Flächen. Abhilfe könnte hier die Hinzunahme weiterer historischer Luftbilddaten und damit die zeitliche Verdichtung der bisher verfügbaren Daten für die Vergangenheit bis etwa Mitte des 20. Jahrhunderts schaffen. Luftbildserien hochalpiner Geosysteme liegen zudem in der Regel erst ab der Mitte des 20. Jahrhunderts flächendeckend vor. Bis zum Ende des LIA besteht daher eine Zeitspanne von ca. 100 Jahren, die bisher in der Erforschung der Landschaftsentwicklung proglazialer Flächen mit einem quantitativen Ansatz weitgehend unberücksichtigt bleiben musste. Einige der vorgestellten Arbeiten, wie z. B. Schiefer und Gilbert (2007), Betz et al. (2019) oder Betz-Nutz et al. (2023) zeigen daher zwangsläufig Limitationen bei der Erfassung des paraglazialen Anpassungsprozesses, da sie den Zeitraum vor der Mitte des 20. Jahrhunderts nicht berücksichtigen konnten. Hierbei handelt es sich allerdings um einen Zeitraum, den Curry et al. (2006) als geomorphologisch besonders aktiv postulieren.

Hinzu kommt, dass nur das Gesamtvolumen der geomorphologischen Aktivität berechnet wurde, wodurch sich noch zusätzlich das Forschungsinteresse ergibt, die langfristige Veränderung des räumlichen Erosionsmusters innerhalb der geomorphologisch aktiven Flächen zu analysieren. Dadurch lässt sich schließlich bewerten, inwieweit sich das Erosionsverhalten auf den LIA-Lateralmoränen räumlich verändert hat. Eine Herangehensweise hierzu

bieten die Studien von Neugirg et al. (2015a; 2016) und Dusik et al. (2019), die in den Nordalpen im Lainbachtal und Arzbachtal (Deutschland), in einer ehemaligen Eisenerzmine auf der Insel Elba (Italien) und im Gletschervorfeld des Gepatschferners auf einer LIA-Lateralmoräne (Österreich) durchgeführt wurden, jedoch nur einen Untersuchungszeitraum von mehreren Wochen bis zu mehreren Jahren aufweisen. Mit Hilfe eines statistischen Verfahrens, dem sogenannten Sediment-Contributing-Area (SCA) Ansatz, konnten positive Korrelationen zwischen dem Sedimentaustrag berechnet aus kumulierten DoD-Werten unter Verwendung virtueller Sedimentfallen (VSF) und dem zugehörigen sedimentliefernden Einzugsgebiet durch Berechnung mehrerer linearer Regressionsmodelle (log-log-Skala) abgeleitet werden. Damit kann neben der Größe auch die Variabilität des Sedimentaustrags (räumliches Erosionsmuster) berechnet werden.

Geomorphologische Hangprozesse werden vor allem durch Niederschlagsereignisse angetrieben. Diese haben sich in den letzten Jahrzehnten jedoch verändert (Serquet et al. 2011; Brugnara et al. 2012; Mankin und Duffenbaugh 2015; Klein et al. 2016; Beniston et al. 2018; Hock et al. 2019; IPCC 2021; Pepin et al. 2022). Gerade aber Schneeschmelzprozesse im Frühjahr gelten als wichtige Vorbereitungsschritte für Sedimenttransportprozesse an Hängen, da sie die Durchfeuchtung erhöhen, die obersten Sedimentschichten auflockern oder Material durch nivale Prozesse in die Runsen befördern, wodurch das bereitgestellte Material in den Sommermonaten durch Murgänge oder fluvial hangabwärts transportiert wird (Haas et al. 2012; Dusik et al. 2019). Murgänge gelten in diesem Zusammenhang als der wichtigste Prozess (Ballantyne 2002b; Curry et al. 2006). Zudem zeigt Dusik (2019) über mehrere Jahre einen positiven Zusammenhang zwischen der Anzahl extremer Niederschlagsintensitäten, der Anzahl bestimmter Überschreitungen von Schwellenwerten für extreme Tagesniederschlagssummen und der Anzahl von Massenbewegungen. Unbekannt ist jedoch, inwieweit sich über mehrere Jahrzehnte verändernde externe Faktoren wie Temperatur und Niederschlag auf die Erosionsflächen der LIA-Lateralmoränen auswirken. Eine tiefer gehende Betrachtung der Auswirkung des klimatischen Forcings in Verbindung mit zeitlich höher aufgelösten Daten bis zurück in die Mitte des 20. Jahrhunderts sollte daher angestrebt werden. Dazu werden einerseits zeitlich möglichst hoch aufgelöste topographische Daten und andererseits zeitlich ausreichend aufgelöste Klimadaten benötigt, die vor allem bis zum Beginn der Luftbildfotografie oder noch weiter zurückreichen.

Ebenso ist bislang noch nicht ausreichend erforscht, inwieweit sich die durch den Klimawandel veränderte Naturraumausstattung auf die Erosions- bzw. die entsprechenden Akkumulationsflächen auswirkt. Zu nennen ist hier in erster Linie die Rolle der Vegetation. So ist

davon auszugehen, dass der paraglaziale Anpassungsprozess durch die aufkommende Vegetation beeinflusst wird, wobei diese sowohl als Ursache als auch als Folge der Hangstabilisierung angesehen werden kann (Eichel et al. 2016; Eichel et al. 2018; Haselberger et al. 2021; Haselberger et al. 2022). Langfristige Analysen von Vegetationsveränderungen proglazialer Flächen gibt es allerdings bislang kaum. Nur Hohensinner et al. (2021) zeigen die Veränderung der Landbedeckung auf der proglazialen Fläche des Jamtalfeners (Silvretta, zentrale Ostalpen) zwischen 1820 und 2015 auf der Grundlage von historischen Karten und Orthofotos. Neben der Dominanz von Ödland haben sich nach dieser Studie vor allem alpines Grünland und Krummholz entwickelt. Die Autoren zeigen jedoch nur die Tatsache der Vegetationsveränderungen auf, eine Betrachtung der Zusammenhänge zwischen Geomorphodynamik und der Veränderung der Vegetationsbedeckung wurde daher noch nicht durchgeführt. Hohensinner et al. (2021) zeigen darüber hinaus, dass die Gletscherschmelze deutlich schneller verläuft als die Vegetationsentwicklung, was in den letzten Jahrzehnten tendenziell zu einer Vergrößerung des Ödlands geführt hat. Da für die historischen Zeiträume auf Kartenmaterial zurückgegriffen wurde, handelt es sich zudem nur um eine grobe Kartierung. Wie bereits angesprochen, existieren kaum Arbeiten über die Geomorphodynamik im proglazialen Raum vor Mitte des 20. Jahrhunderts bis zurück zum Ende des LIA. Gerade das starke Abschmelzen der Alpengletscher ab Mitte des 19. Jahrhunderts als Folge einer wärmeren Klimaphase bietet Parallelen zur heutigen Erwärmung, auch wenn die damaligen Veränderungen in anderen Höhenlagen stattfanden. Trotzdem könnte die Betrachtung der damaligen Veränderungen das Verständnis heutiger Veränderungen in den Geosystemen erhöhen und so auch wichtige Hinweise auf die zukünftige Entwicklung liefern. Um Analysen über die Veränderungen des Abtragsverhaltens proglazialer Hänge seit dem Ende des LIA auch in Verbindung mit dem Klimawandel durchzuführen, erscheint es nach aktueller Literaturlage daher besonders relevant auch Daten zu verwenden, die bis ins 19. Jahrhundert zurückreichen. Da für diese Zeit jedoch keine Luftbilder verfügbar sind, sollte das Hauptaugenmerk auf die Verwendung historischer terrestrischer Fotografien, sowie auf die Verwendung historischer topographischer Karten gelegt werden.

1.3 Ziele und Fragestellungen

Aus dem dargestellten Stand der Forschung sowie dem Forschungsbedarf ergeben sich die folgenden Ziele. Es werden vier Ziele formuliert, von denen sich (i), (ii) und (iii) auf Untersuchungen innerhalb und (iv) als Vergleich außerhalb der LIA-Gletschervorfelder beziehen und somit insgesamt zu einem verbesserten Verständnis von Anpassungsprozessen an Hängen in Hochgebirgslandschaften führen sollen.

- (i) Die Untersuchungszeiträume sollen für die quantitative Analyse der Morphodynamik innerhalb der LIA-Lateralmoränen soweit wie möglich zeitlich bis in das 19. Jahrhundert ausgedehnt werden. Um eine höhere zeitliche Auflösung der quantitativen Analysen bezogen auf schon existierende Studien zu gewährleisten, sollen alle verfügbaren topographischen und fotografischen Daten gesammelt und in die Analysen mit einbezogen werden.
- (ii) Neben den Gesamterosionsvolumina bzw. den mittleren jährlichen Erosionsraten der LIA-Lateralmoränen sollen auch die langfristigen zeitlichen und räumlichen Veränderungen der Erosionsmuster, bzw. des räumlichen Erosionsverhaltens innerhalb der geomorphologisch aktiven Flächen quantifiziert werden. Zudem soll ein Vergleich der prozessualen Unterschiede zwischen den Untersuchungsgebieten vorgenommen werden.
- (iii) Es soll die naturräumliche Ausstattung der Hänge (z. B. Hangneigung, Hanglänge, Alter seit Eisfreiwerdung, Vegetation und Hydrologie) und das klimatische Forcing (z. B. Temperatur und Niederschlag) in die Analysen mit einbezogen werden, um so deren Einfluss auf die Hangentwicklung herauszuarbeiten.
- (iv) Die auf den LIA-Lateralmoränen gemessenen langfristigen Erosionsraten sollen mit berechneten Raten verschiedener Erosionsflächen außerhalb dieser LIA-Gletschervorfelder verglichen werden, um mögliche Unterschiede aufzuzeigen und den Fortschritt dieser paraglazialen Anpassung zu beurteilen.

Aus den dargestellten Zielen ergeben sich die in Tabelle 1 aufgeführten Forschungsfragen.

Tabelle 1: Forschungsfragen und Verweise auf entsprechende publizierte Artikel.

Ziel	Forschungsfragen	Entsprechende publizierte Artikel
(i)	<ul style="list-style-type: none"> Inwieweit ist es möglich, quantitative Analysen der Morphodynamik auf den Zeitraum vor der Verfügbarkeit der ersten Luftbilder der europäischen Alpen (~1950) bis zum Ende des LIA (~1850) auszudehnen? 	I, II
(ii)	<ul style="list-style-type: none"> Wie ändern sich nicht nur die Gesamtvolumina geomorphologisch aktiver Flächen, sondern auch die räumlichen Erosionsmuster bzw. das räumliche Erosionsverhalten? Lassen sich prozessuale Unterschiede in der Morphodynamik zwischen den Untersuchungsgebieten feststellen? 	II, III, IV
(iii)	<ul style="list-style-type: none"> Welchen Einfluss zeigt die naturräumliche Ausstattung der Testflächen auf die Morphodynamik? Welchen Einfluss besitzt das sich verändernde externe Forcing wie Temperatur und Niederschlag auf geomorphologische Hangprozesse? 	I, II, III, IV
(iv)	<ul style="list-style-type: none"> Inwieweit unterscheiden sich die berechneten Erosionsraten von geomorphologisch aktiven Flächen innerhalb der LIA-Lateralmoränen von denen außerhalb dieser Gletschervorfelder? Kann aus den Unterschieden oder Gemeinsamkeiten abgeleitet werden, inwiefern sich die proglazialen Flächen noch in der Anpassungsphase befinden oder diese bereits abgeschlossen haben? 	Ohne Artikel

1.4 Das SEHAG Forschungsprojekt

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen des von Prof. Dr. Michael Becht (Inhaber des Lehrstuhls für Physische Geographie an der Katholischen Universität Eichstätt-Ingolstadt) geleiteten Forschungsprojektes SEHAG ("SEnsitivität HochAlpiner Geosysteme gegenüber dem Klimawandel seit 1850"), das von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG; Projektnummer 512640851), dem Österreichischen Wissenschaftsfonds (FWF), dem Land Südtirol und dem Schweizerischen Nationalfonds (SNF) zwischen 2019 und 2024 finanziell gefördert wurde. Die Arbeit wurde in der ersten von zwei aufeinander folgenden Projektphasen durchgeführt. Ziel der ersten Phase war es, die Veränderungen hochalpiner Geosysteme seit dem Ende des LIA um die Mitte des 19. Jahrhunderts zu rekonstruieren und mögliche Zusammenhänge mit veränderten Klimafaktoren aufzuzeigen. Die Forschungsarbeiten wurden in den zentralen Ostalpen durchgeführt. Im Hinblick auf die Rekonstruktion der gesamten Veränderungen war das Projekt entsprechend international und interdisziplinär strukturiert, da sowohl Forschende verschiedener Fachrichtungen als auch verschiedener Forschungsinstitutionen aus Deutschland, Österreich, Italien und der Schweiz beteiligt waren (Tab. 2).

Tabelle 2: SEHAG-Teilprojekte und zugehörige Forschungseinrichtungen.

SEHAG-Teilprojekte	Forschungseinrichtungen
SEHAG „Morpho“ – Räumliche und zeitliche Veränderungen in der geomorphologischen Prozessdynamik auf Hängen in den Zentralalpen seit dem Ende des LIA	Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt, Physische Geographie
SEHAG „Klima“ – Rekonstruktion von Klima und Gletscherentwicklung auf einer hundertjährigen Zeitskala	Universität Bremen, Institut für Geographie
SEHAG „Hydro“ – Auswirkungen des Klimawandels auf hydrologische Prozesse in hochalpinen Einzugsgebieten	Technische Universität München, Lehrstuhl für Hydrologie und Flussgebietsmanagement, Universität Bern, Geographisches Institut
SEHAG „Foto“ – Quantifizierung von Veränderungen in Geosystemen durch automatisierte Verarbeitung von Archivbildern in alpinen Regionen	Technische Universität Wien, Department für Geodäsie und Geoinformation
SEHAG „Bio“ – Kurz- und langfristige Rückkopplung zwischen Vegetation und morphodynamischen Prozessen	Universität Innsbruck, Institut für Botanik (Österreich), Eurac Research, Institut für Alpine Umwelt
SEHAG „Konnekt“ – Sedimentkonnektivität, Sedimenttransport und die Fortpflanzung von Veränderungen in hochalpinen Geosystemen	Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt, Physische Geographie

1 | Einführung

Alle Kartenausschnitte und Höhenangaben in dieser Arbeit beziehen sich, wenn nicht anders angegeben, auf das Koordinatenreferenzsystem ETRS89/UTM Zone 32N (EPSG Code: 25832). Das Höhenbezugssystem ist der GRS80 Ellipsoid, alle Höhen sind daher in Metern über dem Ellipsoid (m ü. E.) angegeben. Diese Höhenangaben unterscheiden sich in den Untersuchungsgebieten von den orthometrischen Höhen (Meter über dem Geoid) um etwa 50 Meter.

2| Untersuchungsgebiete

2.1 Forschungstäler

Die Forschungsarbeiten fanden innerhalb der Ostalpen in insgesamt drei hochalpinen Geosystemen statt (Abb. 2; Tab. 3). Das Horlachtal und das obere Kaunertal befinden sich nördlich, das obere Martelltal südlich des Alpenhauptkamms, wodurch zu erwartenden Unterschiede in den klimatischen Bedingungen (z. B. Anströmungsrichtungen der niederschlagsbringenden Winde) abgebildet werden sollen. Das Horlachtal befindet sich in den Stubai Alpen, in Tirol, Österreich (Geitner 1999; Rieger 1999) und liegt geologisch im Ötztal-Kristallin des Ötztal-Stubai-Komplexes, in dem Gneise und Glimmerschiefer dominieren (Becht 1995; Geitner 1999). Das Kaunertal liegt in den Ötztaler Alpen, in Tirol, Österreich und gehört geologisch zum Ötztal-Stubai-Kristallin, in dem kristalline Gesteine – hauptsächlich Ortho- und Paragneise – dominieren (Tollmann 1977; Mair et al. 2007). Das Martelltal in der Ortler-Cevedale-Gruppe in Südtirol, Italien, gehört geologisch zum Ortler-Campo-Kristallin, in dem Quarzphyllit mit dominierenden Schichten aus Schiefer, Gneis und Marmor (Mair und Purtscheller 1996; Staindl 2000; Mair et al. 2007) vorherrschen.

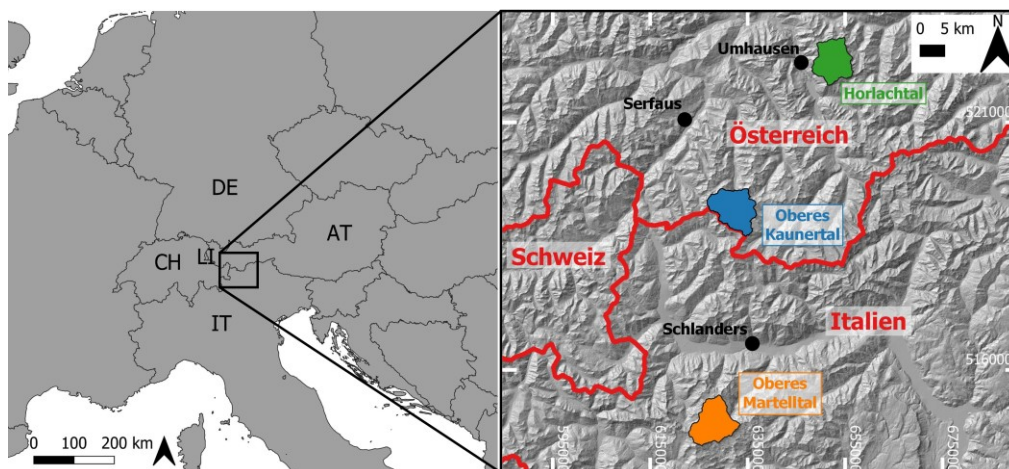


Abbildung 2: Lage der Untersuchungsgebiete in den zentralen Ostalpen.*

*Das Hillshade (25 m) basiert auf SRTM- und ASTER GDEM-Daten (Copernicus 2016).

Tabelle 3: Lage und Charakteristika der Untersuchungsgebiete.

Forschungstäler	Lage	Min. Höhe (m)	Max. Höhe (m)	Max. Höhendifferenz (m)	Fläche (km²)
Horlachtal	Stubai Alpen, Tirol, Österreich	1529	3338	1809	~55
Oberes Kaunertal	Ötztaler Alpen, Tirol, Österreich	1807	3569	1762	~62
Oberes Martelltal	Ortler Alpen, Südtirol, Italien	1900	3804	1904	~61

*Die Höhen- und Flächenangaben basieren auf dem 2019 DGM (Horlachtal und Martelltal) und dem 2017 DGM (Kaunertal).

Im Horlachtal sowie im oberen Kaunertal gibt es automatische Wetterstationen, die von der TIWAG betrieben werden und meteorologische Daten, wie beispielsweise Temperatur und Niederschlag, in 15-minütigen-Intervallen liefern. Da für das obere Martelltal keine langjährigen Wetteraufzeichnungen vorliegen, wird in dieser Arbeit auf die meteorologischen Daten des Interreg IV Projektes (Interreg IV Projekt 2022) zurückgegriffen (Tab. 4).

Tabelle 4: Durchschnittliche jährliche Temperatur- und Niederschlagswerte innerhalb der Untersuchungstäler.

Tal	Wetterstation	Höhe (m ü. M.)	Temperatur (°C/Jahr)	Niederschlag (mm/Jahr)	Zeitraum	Quelle
Horlachtal	Horlachalm	1910	3,1	817	1990-2019	Rom et al. (2023)
Kaunertal	Dammfuss	1770	4,5	854	1988-2019	(Altmann et al. 2020)
Oberes Kaunertal	Gepatschalm	1900	2,7	1071	2010-2019	(Altmann et al. 2020)
Oberes Kaunertal	Weißsee	2540	-0,1	932	2007-2019	(Altmann et al. 2020)
Oberes Martelltal	-	-	-2 bis 0	951 bis 1100	1981-2010	Interreg IV Projekt (2022)

In den Tälern kam es seit dem Ende des LIA zu einem starken Abschmelzen der Gletscher (Tab. 5; Abb. 3), das je nach Lage und ursprünglicher Vergletscherung stark variierte und neue, großflächige proglaziale Flächen entstehen ließ (Tab. 5; Abb. 3).

Tabelle 5: Veränderungen der Gletscherausdehnung in den Einzugsgebieten und Entstehung proglazialer Gebiete.

Forschungstäler	Grad der Vergletscherung Ende des LIA (km ² /%)	Grad der Vergletscherung 2017/2018 (HT), 2017 (KT), 2019 (MT) (km ² /%)	Fläche der freigelegten proglazialen Gebiete (km ²)
Horlachtal	4,1/7,3	0,9/1,6	3,2
Oberes Kaunertal	34,6/55,8	18,8/30,3	15,8
Oberes Martelltal	29,9/49	9,1/14,9	20,8

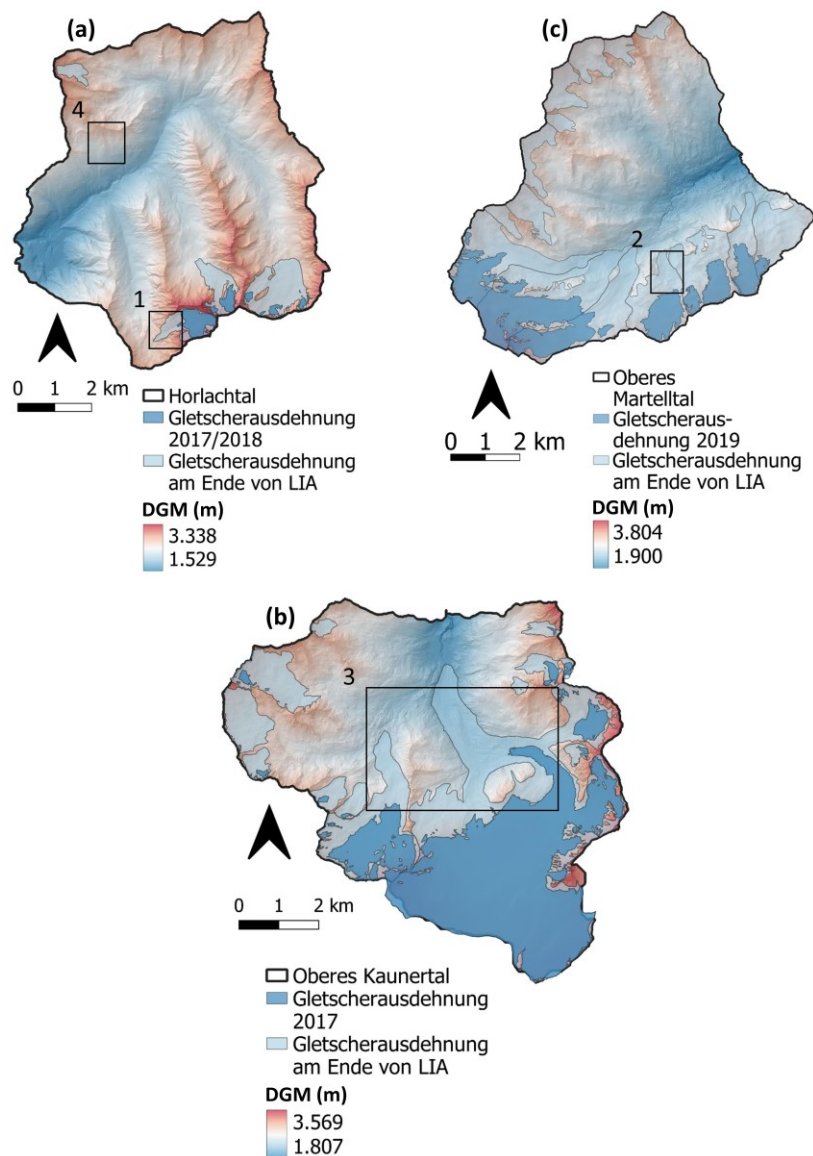


Abbildung 3: Am Ende des LIA und rezente Vergletscherung: (a) Horlachtal, (b) Oberes Martelltal und (c) Oberes Kaunertal.*

*Die Nummern 1 bis 4 beziehen sich auf die Bereiche der in Abb. 4 dargestellten Testflächen. Quelle der Gletscherstände: HT: Ende des LIA: Fischer et al. (2015a), 2017/2018: eigene Kartierung; KT: Ende des LIA: Kartierung von Bettina Knoflach (Universität Innsbruck, CryoSoil_TRANSFORM „Kryosphäre“), 2017: Eigene Kartierung; HT: Ende des LIA: Kartierung von Bettina Knoflach, 2019: Eigene Kartierung.

2.2 Testflächen

Innerhalb der drei genannten Haupttäler fanden die Untersuchungen in insgesamt fünf verschiedenen Gletschervorfeldern auf 17 einzelnen Testflächen statt, die sich in ihrer Charakteristik und Lage entsprechend unterscheiden (Tab. 6/Abb. 4). Es handelt sich dabei um Testflächen der Gletschervorfelder des Grastalfeners im Horlachtal/Grastal (Artikel IV), des Weißseefeners (Artikel III und IV), des Gepatschfeners (Artikel I-IV) und des Gepatschfeners/Münchner Abfahrt (Artikel III und IV) im Kaunertal sowie des Hohenfeners (Artikel IV) im Martelltal. Zusätzlich wurden Untersuchungen zur Hangerosion außerhalb der Gletschervorfelder auf Erosionsflächen im Horlachtal durchgeführt.

Tabelle 6: Charakteristika der Testflächen.

Kennzeichnung der Testfläche	Lage (Zentrum)	Höhe (m)	Höhenerhöhung (m)	Exposition	Größe (m ²)	Durchschnittliche (und max.) Hangneigung (°)
Artikel I						
Keine Bezeichnung (KT)	O 632987, N 5193575	2096-2346	250	W	120.575	38,1 (82)
Artikel II						
Keine Bezeichnung (KT)	O 633037, N 5192327	2235-2415	180	NO	43.955	34,9 (63)
Artikel III						
G1 (KT)	O 632864, N 5193652	2070–2280	210	W	81.165	34 (75)
G2 (KT)	O 633000, N 5193307	2090–2360	270	W	67.411	35,1 (75)
W1 (KT)	O 631170, N 5192139	2600–2730	130	W	33.483	33,4 (70)
Artikel IV						
HG1 (HT)	O 652032, N 5218283	2659-2696	37	W	1.647	37,9 (47)
KG1 (KT)	O 632991, N 5193590	2183-2262	79	W	12.431	41,5 (69)
KG2 (KT)	O 633140, N 5193339	2244-2321	77	SW	8.814	43,8 (61)
KG3 (KT)	O 633421, N 5193204	2329-2400	71	S	3.123	38,5 (48)
KG4 (KT)	O 634596, N 5193101	2540-2620	80	SW	6.193	41,1 (61)
KG5 (KT)	O 634789, N 5192997	2580-2645	65	SW	3.531	44,3 (57)
KM1 (KT)	O 632904, N 5192058	2443-2486	43	O	2.025	39,8 (47)
KM2 (KT)	O 632783, N 5191632	2560-2598	38	O	2.534	45,7 (57)
KW1 (KT)	O 631025, N 5192561	2546-2603	57	SW	2.951	41,6 (54)
KW2 (KT)	O 631204, N 5192213	2682-2714	32	SW	3.638	39,9 (53)
MH1 (MT)	O 628937, N 5147454	2704-2729	25	O	1.475	35,5 (52)
MH2 (MT)	O 629426, N 5147413	2755-2796	41	SW	3.983	45,3 (72)
Analyse von Erosionsraten außerhalb der LIA-Lateralmoränen (ohne Artikel)						
Keine Bezeichnung (HT)	O 650634, N 5223686	2210-2746	536	S	119.447	38,3 (69)

*Die Angaben basieren auf dem 2019 DGM (Horlachtal und Martelltal) und dem 2017 DGM (Kaunertal).

2| Untersuchungsgebiete

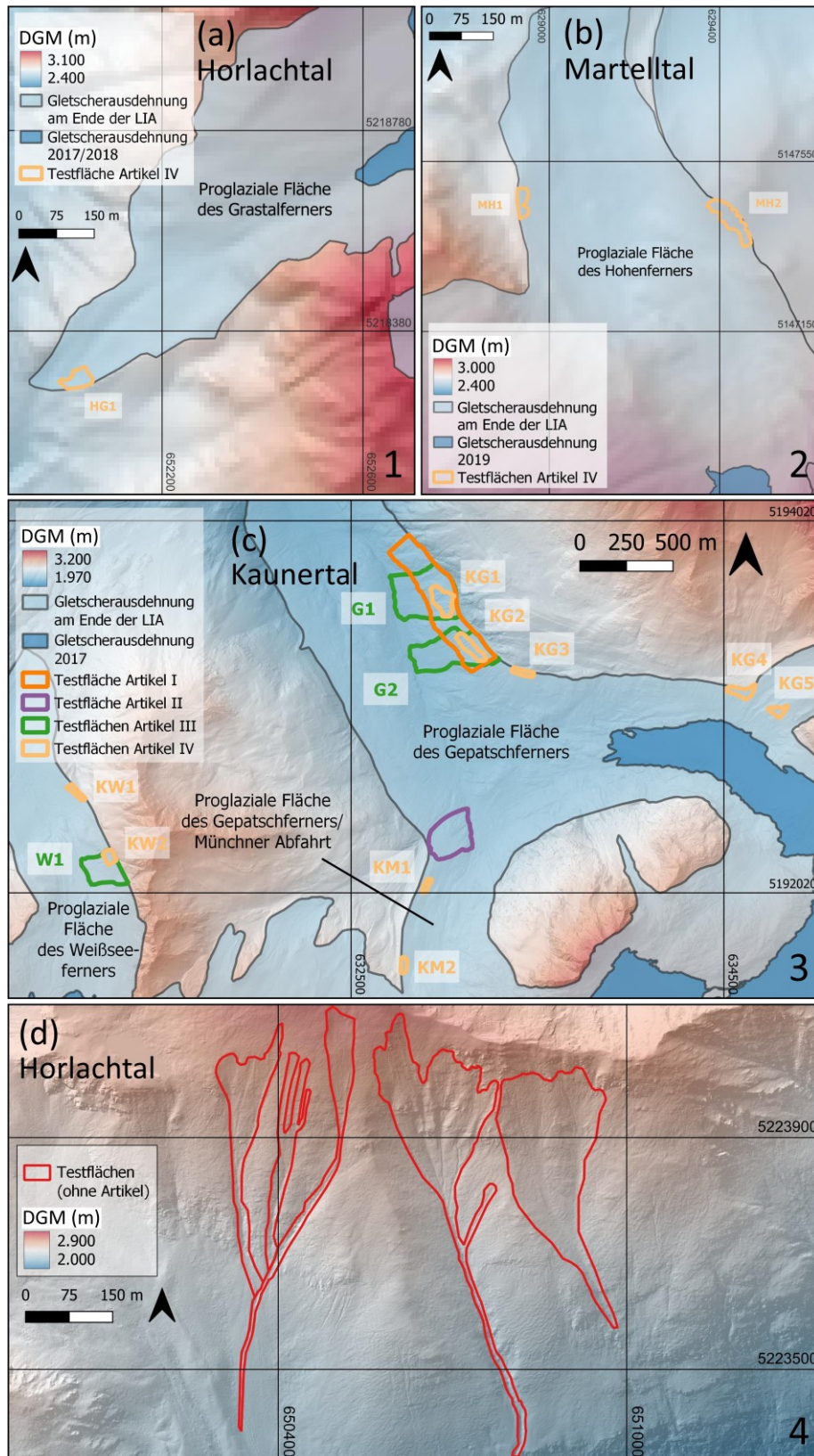


Abbildung 4: Lage der Testflächen in den Untersuchungsgebieten: (a) Gletschervorfelder des Grastalferners im Horlachtal/Grastal (Artikel IV), (b) des Hohenferners (Artikel IV) im Martelltal, (c) des Weißseeferners (Artikel III-IV), des Gepatschferners (Artikel I-IV) und des Gepatschferners/ Münchner Abfahrt (Artikel II und IV) im Kaunertal und (d) der Erosionsflächen außerhalb proglazialer Gebiete im Horlachtal (ohne Artikel).*

*Die Nummern 1 bis 4 stellen die Vergrößerung der Flächen in Abb. 3 dar.

3| Materialien und Methoden

3.1 Generierung topographischer Daten

Zur Erfassung und Quantifizierung der räumlichen und zeitlichen Oberflächenveränderungen wurden einerseits mehrere georeferenzierte Orthofotoserien (zwischen 1890 und 2020) prozessiert und andererseits mehrere DoDs (zwischen 1922 und 2021), basierend auf der Generierung entsprechender DGMs, berechnet und analysiert (Abb. 5).

3.1.1 Orthofotos

Die Orthofotos der späten zweiten Hälfte des 19. und der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts wurden aus mehreren historischen (gescannten) terrestrischen Fotografien (1890 bis ~1940) (Abb. 5) mit Hilfe des Monoplotting-Tools „moniQue“ (während der Entwicklungsphase „Mono3D“ genannt) (Flöry et al. 2020) für „MONoplotting oblique images in QGIS“ erstellt. Dieses Tool wurde an der Abteilung für Geodäsie und Geoinformation der TU Wien im Rahmen des Forschungsprojektes SEHAG (Artikel I) entwickelt. Beim digitalen Monoplotting wird für jedes Bildpixel einer Fotografie (2D) ein entsprechender Punkt in einem globalen Koordinatensystem berechnet. Dies geschieht durch die Berechnung von Strahlen, die vom Projektionszentrum (Foto- bzw. Kamerastandort) durch jedes Bildpixel mit einem Referenz-Geländemodell verschnitten werden, so dass für jedes Bildpixel eine entsprechende 3D-Koordinate eines Objektraumes zugeordnet werden kann. Da die inneren und äußeren Ausrichtungen der Kameras insbesondere bei historischen Bildern in der Regel nicht bekannt sind, wurden diese im Voraus mit OrientAL (Karel et al. 2013) geschätzt, wobei mehrere Bodenkontrollpunkte (>10 pro Bild) mit einem 3D-Viewer gesetzt wurden. Anschließend konnte die Fotografie georeferenziert und orthorektifiziert werden. Das detaillierte Verfahren wird in Artikel I beschrieben. Nach der Schätzung der Positionen und der Ausrichtungen der Kameras

konnten Bildinhalte wie Gletscherausdehnungen, Runsensysteme und Landbedeckungstypen in den historischen Fotografien kartiert und als referenzierte Vektordatensätze exportiert werden. Schlussendlich sind hierdurch Längen- und Flächenmessungen möglich. Die digitalisierten historischen terrestrischen Fotografien stammen aus den Archiven des DAVs und ÖAVs (1890 und 1907) und von Martin Frey, einem lokalen Ortschronisten des Kaunertals (~1930 und ~1940).

Die Genauigkeit des digitalen Monoplotting-Verfahrens und damit der entsprechenden Kartierungsergebnisse hängt von mehreren Faktoren ab. Dazu gehören die Anzahl und Verteilung der Bodenkontrollpunkte, die Genauigkeit und Präzision des verwendeten DGM, die Genauigkeit der geschätzten Kameraparameter (innere und äußere Orientierung der Kamera) sowie der berechnete Einfallswinkel des Bildstrahls auf das DGM. Darüber hinaus sind historische Aufnahmen aufgrund der Linsenverzerrung nicht mit der Qualität moderner Aufnahmen vergleichbar und können nach entsprechend langer Lagerzeit in den Archiven Verunreinigungen aufweisen (Bozzini et al. 2011, 2012; Stockdale et al. 2015; Stockdale et al. 2019; McCaffrey und Hopkinson 2017; McCaffrey und Hopkinson 2020; Gabellieri und Watkins 2019; Bayr 2021; Conedera et al. 2013; Conedera et al. 2018; Scapozza et al. 2014; Wiesmann et al. 2012). Eine weitere Fehlerquelle bei der Kartierung liegt in der großen zeitlichen Differenz zwischen dem verwendeten DGM (in diesem Fall von 2017) und den historischen terrestrischen Schrägfotografien (ab 1890). Dies liegt daran, dass die Kartierung auf Basis historischer Fotografien erfolgte, das Gelände sich aber über die entsprechende Zeit verändert haben könnte (Conedera et al. 2013; Bayr 2021), was insbesondere für die geomorphologisch aktiven LIA-Lateralmoränenabschnitte zutrifft. Um den räumlichen Fehler der Kartierung zu messen, wurde der theoretische 3D-Fehler der gesetzten Bodenpasspunkte berechnet (Artikel I/Tab. 5, A3 und A4). Der Median der vier historischen Fotografien liegt zwischen 3,5 und 17,5 m (Tab. 7) und ähnelt damit den Genauigkeitswerten von Studien, die ebenfalls großflächige Landschaftsaufnahmen alpiner Gebiete verwendeten und mittels digitalem Monoplotting auswerten (Bozzini et al. 2011; Stockdale et al. 2015; McCaffrey und Hopkinson 2017).

Tabelle 7: Erreichte Monoplotting-Genauigkeit.

Bild	Jahr	Anzahl der Bodenkontrollpunkte	Durchschnittswert (Median) der Monoplotting-Genauigkeit (RMSE) (m)
1	1890	13	17,5
2	1907	12	9,1
3	~1930	13	3,5
4	~1940	12	4,1

Die Orthofotos ab der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts (1953 bis 2020) basieren auf flächendeckend überlappenden digitalisierten historischen (1953 bis 2003) und neueren digitalen Luftbildserien (2010 bis 2015) (Abb. 5) und wurden entsprechend in Agisoft Metashape Professional (Version 1.6.6; Agisoft LLC) bzw. Trimble Inpho (Version 9.2) prozessiert. Eine detaillierte Beschreibung der Erstellung der georeferenzierten Orthofotos findet sich in den Artikeln I bis IV. Auf Basis der generierten Orthofotos konnte die Kartierung der Ausbreitung der Erosionsflächen ab der Mitte des 20. Jahrhunderts fortgesetzt werden. Die Luftbildserien wurden vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (BEV) in Wien (Österreich), dem Land Tirol, Abteilung Geoinformation (Innsbruck, Österreich), dem Italienischen Militärgeographischen Institut (IGMI) in Florenz (Italien) und dem Hydrographischen Dienst, Amt für Zivilschutz der Autonomen Provinz Bozen zur Verfügung gestellt. Die Orthofotos 2020 konnten bei der Abteilung Geoinformation des Landes Tirol (TIRIS-Karten, <https://tiris.maps.arcgis.com>) sowie bei der Autonomen Provinz Bozen, Südtirol-Italien (<http://geokatalog.buergernetz.bz.it/geokatalog/#!>) heruntergeladen werden.

3.1.2 Digitale Geländemodelle

Um einen ausreichend langen Untersuchungszeitraum gewährleisten zu können, erfolgte die Erstellung hochauflösender DGMs und darauf aufbauend die Berechnung von DoDs, unter Verwendung verschiedener topographischer Fernerkundungsdaten (Abb. 5). Diese basieren auf unterschiedlichen Erfassungsmethoden und -techniken, da sich diese in den letzten Jahrzehnten aufgrund des technischen Fortschritts stark verändert haben.

Historische Karten und historische Luftbilder

Das DGM aus der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts (Kaunertal) basiert auf einer stereophotogrammetrisch erstellten Karte aus dem Jahr 1922 mit einer Äquidistanz der Höhenlinien von 20 m (Finsterwalder 1928) (Abb. 5). Auf Basis der digitalisierten und anschließend

georeferenzierten Karte konnte mit dem „Topo to Raster“ Tool ANUDEM in Esri ArcMap (Version 10.6.1) ein DGM mit einer räumlichen Auflösung von 5 m erstellt werden (Artikel II). Die hochauflösenden DGMs (1 m) ab der Mitte des 20. Jahrhunderts (1953) bis 2003 basieren auf den bereits erwähnten flächendeckend überlappenden digitalisierten historischen Luftbildserien (Abb. 5), die mittels SfM-Photogrammetrie (mit MVS) in Agisoft Metashape Professional (Version 1.6.6; Agisoft LLC) bzw. Trimble Inpho (Version 9.2) entsprechend prozessiert wurden (Artikel II bis IV).

Luftgestütztes und terrestrisches Laserscanning

Darüber hinaus wurden sowohl luftgestützte (2006 bis 2021) als auch terrestrische (2019) LiDAR-Daten (Abb. 5) in SAGA-LIS mit dem Tool „Point Cloud to Grid“ zu DGMs verarbeitet (Artikel II bis IV). Die LiDAR-basierten Punktwolken (ALS) wurden von der Autonomen Provinz Bozen, Südtirol, Italien (2004/2005), dem Land Tirol (2006 bis 2008) und der Milan Geoservice GmbH (im Auftrag) (2012 bis 2014) bereitgestellt. Die ALS-Daten zwischen 2017 und 2021 wurden in eigenen Feldkampagnen des Lehrstuhls für Physische Geographie der KU erhoben. Die LiDAR-Aufnahmen erfolgten mittels eines am Helikopter montierten mobilen Laserscanners (Abb. 6). Zusätzlich erfolgten 2019 mittels terrestrischem Laserscanner entsprechende LiDAR Aufnahmen (Abb. 6). Eine genaue Beschreibung der Datenerfassung ist für die ALS-Aufnahmen in Artikel IV und für die TLS-Aufnahmen in Artikel III dargestellt.

Zeitliche Auflösung der verwendeten topographischen Datensätze

Aus Abbildung 5 wird die zeitliche Verteilung der verwendeten topographischen Datensätze in den drei Untersuchungsgebieten ersichtlich. Die gute Datenlage an historischen terrestrischen Schrägphotografien und historischen Karten im Kaunertal ist vor allem auf das frühe Interesse und die entsprechende Dokumentation am Gepatschferner, dem zweitgrößten Gletscher Österreichs, bzw. des gesamten Tals zurückzuführen. Mit dem Bau der ersten deutschen Alpenvereinshütte in Österreich, dem Gepatschhaus im Kaunertal im Jahr 1873, wurde zudem eine entsprechende Infrastruktur für Forschende und Bergsteigende geschaffen. Die höhere Dichte an LiDAR-Daten im Kaunertal im Vergleich zu den anderen Tälern ist zudem auf das Forschungsprojekt PROSA („Hochaufgelöste Messungen der Geomorphodynamik in sich schnell verändernden proglazialen Systemen der Alpen“) zurückzuführen, welches vor dem SEHAG-Projekt ebenfalls am Lehrstuhl für Physische Geographie der KU durchgeführt wurde und auf dessen Datenbasis anschließend zurückgegriffen werden konnte. Da in Abbildung 5 die topographischen Datensätze aller Publikationen dieser Arbeit dargestellt sind und

diese im Kaunertal auf vier Artikeln (I bis IV), im Horlachtal auf einem Artikel (IV) bzw. auf Analysen außerhalb der Publikationen und im Martelltal auf einem Artikel (IV) beruhen, besteht diesbezüglich zusätzlich ein Ungleichgewicht.

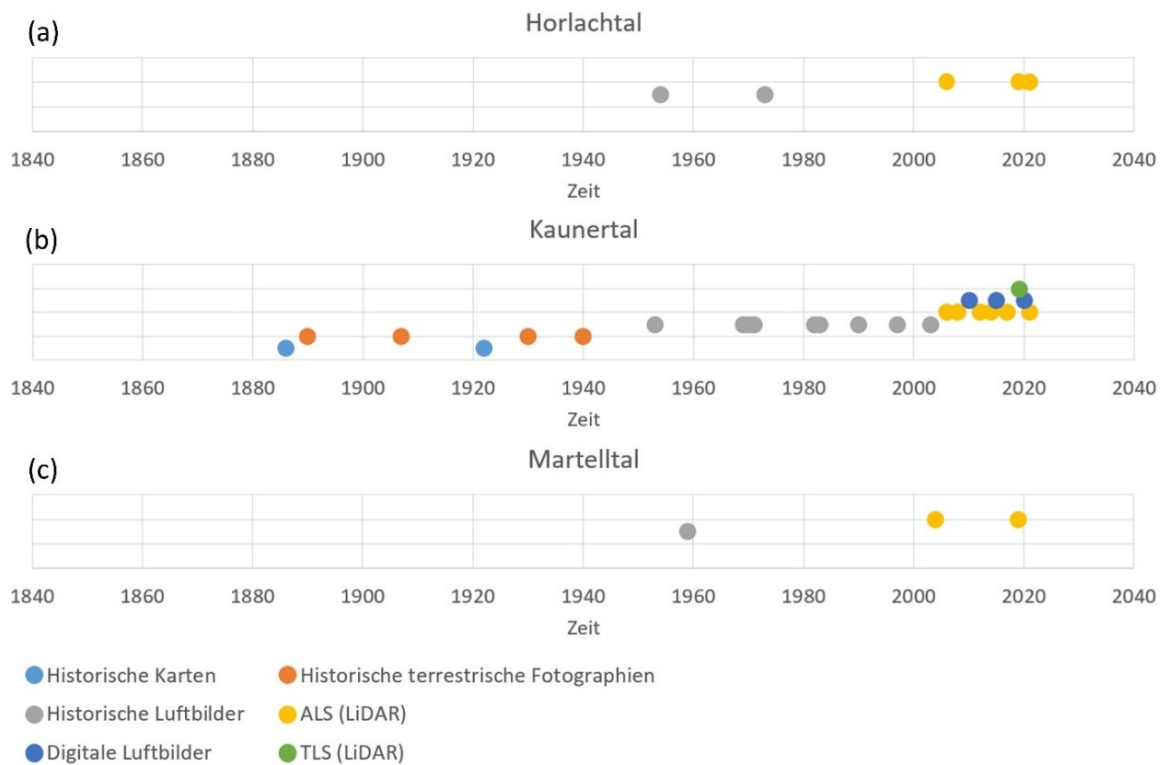


Abbildung 5: Zeitliche Darstellung aller topographischen Datensätze, die für die Berechnung von Orthofotos und DGMs verwendet wurden: (a) Horlachtal (Artikel IV), (b) Kaunertal (Artikel I-IV) und (c) Martelltal (Artikel IV).

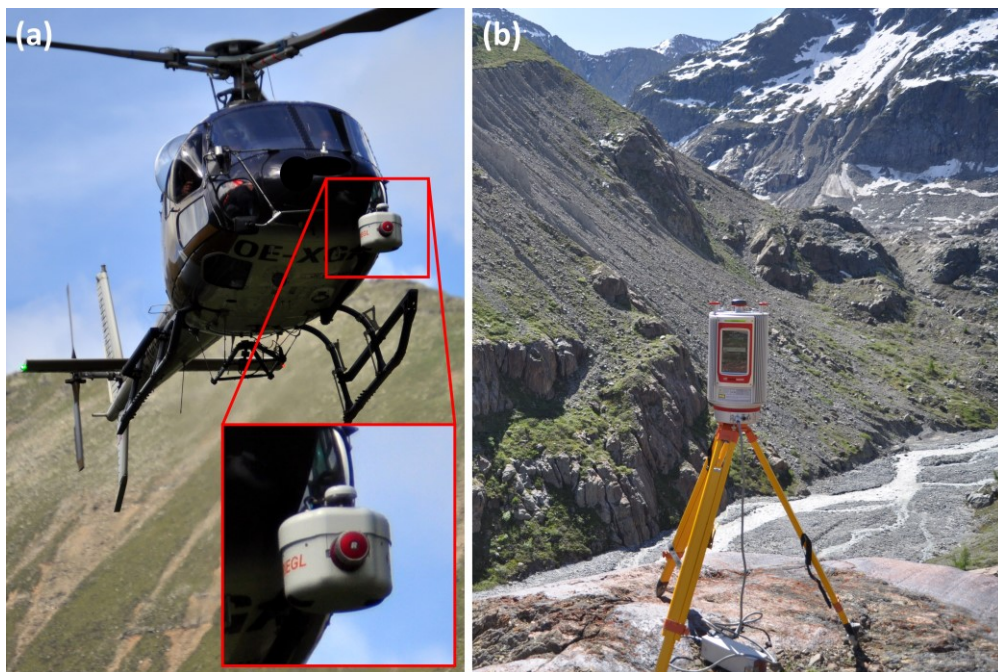


Abbildung 6: Bei den eigenen LiDAR-Feldkampagnen eingesetzte Geräte: (a) Mobiles Laserscanner VP-1 (Riegl) an einem Helikopter montiert für luftgestützte Aufnahmen und (b) TLS VZ-4000 (Riegl) für Bodenaufnahmen.

3.1.3 Bestimmung von volumetrischen Oberflächenveränderungen

Um die Oberflächenveränderungen der geomorphologisch aktiven Flächen über mehrere Jahrzehnte zu bestimmen, wurden die generierten DGMs entsprechend mit anderen Modellen aus unterschiedlichen Aufnahmezeitpunkten verrechnet. Die resultierenden Differenzmodelle (DoD) erlauben neben der Detektion und Interpretation von Hangprozessen auch volumetrische Berechnungen des Erosionsvolumens. So wurden im Rahmen dieser Arbeit vor allem Erosionsvolumina, wie der gesamte Hangabtrag, der mittlere jährliche Hangabtrag sowie entsprechende Erosionsraten berechnet (Artikel II bis IV).

Um darüber hinaus Veränderungen des räumlichen Erosionsverhaltens, bzw. des Erosionsmusters innerhalb der geomorphologisch aktiven Runsensysteme verschiedener Abschnitte auf LIA-Lateralmoränen über mehrere Jahrzehnte hinweg zu bestimmen, wurde der SCA-Ansatz nach Neugirg et al. (2015b; 2015a; 2016) angewendet (Artikel IV). Der SCA-Ansatz erlaubt es, die Beziehung zwischen dem mittleren jährlichen Sedimentaustrag und der entsprechenden Einzugsgebietsgröße mit Hilfe von linearen Regressionsmodellen (log-log-Skala) zu bestimmen. Die auf akkumulierten DoD-Werten basierenden Sedimentausträge wurden aus VSFs abgeleitet, während die Einzugsgebietsgrößen auf der Grundlage vorhandener DGMs bestimmt wurden. Die genaue Lage der VSFs wurde zufallsbasiert ermittelt und der Zusammenhang zwischen dem mittleren jährlichen Sedimentaustrag und den Einzugsgebietsgrößen durch lineare Regressionen berechnet. Dieser Vorgang wurde pro Fläche und Zeitraum 100-mal wiederholt, sodass insgesamt entsprechend 100 Regressionen ermittelt und ausgewertet werden konnten. Bezogen auf alle Testflächen und Zeiträume wurde der Median der Steigung aller 100 Regressionsgeraden zur qualitativen Einzelauswertung herangezogen und entsprechend miteinander verglichen. Eine detaillierte Beschreibung der Anwendung des SCA-Ansatzes ist in Artikel IV enthalten.

3.1.4 Fehlerbewertung der Differenzmodelle und Volumenberechnungen

Die Unsicherheiten in den verschiedenen DGMs (Hodgson und Bresnahan, 2004; Bakker und Lane, 2017) führen auch zu Unsicherheiten in den resultierenden DoDs (Lane et al., 2003; Anderson, 2019). Aufgrund der unterschiedlichen Erhebungstechniken der generierten DGMs über die Zeiträume zeigen sich hier jedoch deutliche Unterschiede. Dies konnte anhand einer Unsicherheitsabschätzung anhand der DoD-Werte einer stabilen Fläche (11.925 m²) auf der

LIA-Lateralmoräne des Gletschervorfeldes des Gepatschferners innerhalb der Münchner Abfahrt im Untersuchungsgebiet Kaunertal gezeigt werden (Artikel II, Abb. 4). Neben der Abschätzung der Präzision (Standardabweichung) und der Genauigkeit (RMSE) wurden auch die Minimal- und Maximalwerte sowie der arithmetische Mittelwert bestimmt (Tab. 8). Es zeigt sich, dass von dem karten- und luftbildbasierten DoD über die luftbildbasierten DoDs, dem luftbild- und LIDAR-basierten DoD bis hin zu den LiDAR-basierten DoDs eine stetige Verbesserung der statistischen Kennwerte und damit der entsprechenden Unsicherheiten erfolgt.

Tabelle 8: Statistische Kennwerte der DoD, ermittelt an einer stabilen Fläche im Gletschervorfeld des Gepatschferners/Münchner Abfahrt im Kaunertal.

Differenzmodelle	Zeitraum	Standardabweichung	RMSE	Min. Wert	Max. Wert	Arithmetisches Mittel
Karten- und luftbildbasiertes DoD	1953/1922	1,947	1,949	-3,74	4,92	0,119
Luftbildbasierte DoDs	1971/1953	0,316	0,324	-1,56	1,07	-0,071
	1983/1971	0,436	0,444	-2,28	2,88	-0,084
	1990/1983	0,456	0,459	-3,65	2,11	0,054
	1997/1990	0,481	0,486	-1,71	2,3	-0,07
	2003/1997	0,399	0,408	-2,1	1,85	-0,084
Luftbild- und LiDAR-basiertes DoD	2006/2003	0,204	0,216	-0,75	1,14	0,071
LiDAR-basierte DoDs	2008/2006	0,049	0,05	-0,46	0,25	-0,01
	2012/2008	0,035	0,035	-0,18	0,23	0,003
	2014/2012	0,015	0,016	-0,17	0,09	-0,006
	2017/2014	0,038	0,043	-0,18	0,32	0,021
	2021/2017	0,071	0,078	-0,53	0,87	-0,031

Zur Bestimmung der entsprechenden Unsicherheiten der ermittelten Sedimentvolumenänderungen der Artikel (II, III und IV) wurde daher die Fehlerfortpflanzungsmethode für korrelierte, unkorrelierte und systematische Fehlertypen nach Anderson (2019) angewendet.

Zur Bestimmung des Gesamtfehlers wurde die folgende Formel verwendet:

$$\sigma_v = \sqrt{\sigma_{v,re}^2 + \sigma_{v,sc}^2 + \sigma_{v,sys}^2},$$

wobei $\sigma_{(v,re)}$ der unkorrelierte Fehler, $\sigma_{(v,sc)}$ der räumlich korrelierte Fehler und $\sigma_{(v,sys)}$ der systematische Fehler ist.

Die Größe der ermittelten Fehlerbereiche der berechneten Sedimentvolumenänderungen hängt stark von der Qualität der entsprechenden DoDs ab, wobei der Fehlerbereich umso kleiner ist, je besser die Qualität des DoDs ist (Artikel II, Abb. 7; Artikel III, Abb. 5; Artikel IV, Abb. 7).

Dementsprechend ergab sich für die berechnete Rutschung im DoD 1953/1922 bei einem ermittelten Sedimentvolumen von 44.995 m³ ein Fehlerbereich von ± 9.399 m³, was ca. ± 21 % entspricht, während das berechnete Sedimentvolumen im DoD 2021/2017 im gleichen Interessensbereich bei 7.393 m³ mit einem Fehlerbereich von ± 653 m³, nur bei ca. 9 %, lag.

3.2 Hinzunahme weiterer naturräumlicher Daten

Gletscherausdehnungen

Die Kartierung der Gletscherstände erfolgte je nach Fragestellung und Datenverfügbarkeit auf der Basis von Orthofotos oder DoDs, wodurch auch schuttbedeckte Gletscherbereiche erfasst werden konnten. Die kartierten Gletscherstände von Artikel I wurden, sofern nicht anders gekennzeichnet, von Bettina Knoflach (Universität Innsbruck, Institut für Geographie, Forschungsprojekt: CryoSoil_TRANSFORM „Kryosphäre“) zur Verfügung gestellt. Die kartierten Gletscherausdehnungen der Artikel II bis IV wurden, wenn nicht anders angegeben, von mir bzw. meinen Kolleginnen und Kollegen des Lehrstuhls für Physische Geographie der KU bestimmt.

Landbedeckungstypen und Pflanzengesellschaften

Die Landbedeckungstypen, bzw. zudem Pflanzengesellschaften wurden hauptsächlich anhand der Orthofotos von 1890 bis 2020 bestimmt und klassifiziert (Artikel I). Zur Validierung der Landbedeckungstypen wurden im Juli 2020 Feldarbeiten durchgeführt. Dabei wurden im Kaunertal auf 18 Beobachtungsflächen (2 x 5 m) die Gesamtdeckung der Vegetation geschätzt, und Pflanzengesellschaften definiert. Die Flächen befanden sich sowohl in Erosions- bzw. Akkumulations- als auch in stabilen Bereichen der LIA-Lateralmoränen des Weißsee- und Gepatschferners im Kaunertal (Bezeichnung der Testflächen in Artikel III: G1, G2 und W1). Sowohl die Kartierung der Landbedeckungstypen anhand der Orthofotos als auch die Datenaufnahme im Gelände erfolgte durch Katharina Ramskogler (Institut für Botanik, Universität Innsbruck und Eurac Research, Forschungsprojekt: SEHAG „Bio“). Die erhobenen Daten wurden mir entsprechend zur Verfügung gestellt.

Bodenproben

Zusätzlich zur Vegetationsaufnahme wurden im August 2020 auf den gleichen Flächen 16 Bodenproben des Moränenmaterials sowohl von 6 Erosionsstandorten als auch von 10 Akkumulationsflächen entnommen. Die Bodenproben umfassten pro Standort ein Gesamtvolumen von 7.000 bis 12.000 cm³ bei einer Entnahmetiefe zwischen 0 und 10 cm. Sowohl die Datenaufnahme als auch die entsprechenden Analysen wurden von Svenja Trautmann (geb. Müller; Boden- und Landschaftsökologie, Universität Innsbruck, Forschungsprojekt: CryoSoil_TRANSFORM „Boden“) durchgeführt und mir entsprechend zur Verfügung gestellt.

Hydrologische Daten

Für die Analyse der hydrologischen Veränderungen wurde die Abflussstation Gepatschalm herangezogen, die seit 1971 in 15-minütigen Intervallen den Abfluss der Fagge im Kaunertal aufzeichnet (Stationshöhe: 1895,01 m ü. M.). Da die Datenreihe in den ersten Jahren lückenhaft ist, wurde die Abflussänderung nur für den Zeitraum von 1977 bis 2019 untersucht, indem eine kontinuierliche Zeitreihe verwendet werden konnte. Für die Trendanalyse der Pegelzeitreihe wurde der Mann-Kendall-Test verwendet. Die Analysen wurden von Florian Hofmeister vom Lehrstuhl für Hydrologie und Flussgebietsmanagement der Technischen Universität München (TUM, Forschungsprojekt: SEHAG „Hydro“) durchgeführt und mir entsprechend zur Verfügung gestellt.

Meteorologische Daten

Die in dieser Arbeit verwendeten meteorologischen Daten basieren einerseits auf den Aufzeichnungen von vier automatischen Wetterstationen im Horlachtal und Kaunertal, die von der TIWAG betrieben und zur Verfügung gestellt wurden (Artikel III und IV) und andererseits auf modellierten Reanalyse-Daten (Artikel I, und IV). Die drei Wetterstationen zeichnen Temperatur- und Niederschlagsdaten in 15-Minuten-Intervallen auf und erreichen einen Zeitraum von 29 Jahren im Horlachtal (Horlachalm, 1910 m ü. M.) und Zeiträume von 13 Jahren (Weißsee, 2540 m ü. M.), 10 Jahren (Gepatschalm, 1900 m ü. M.) und 32 Jahren (Dammfuss, 1770 m ü. M.) im Kaunertal, wobei letztere ca. 6 km nördlich des Stauseeeinlaufs unterhalb der Staumauer des Gepatschstausees und somit außerhalb des oberen Kaunertals liegt. Das dynamische Downscaling der Klimadaten (1850 bis 2015) basierte auf der Advanced Research Version des Weather Research and Forecasting Models (ARW-WRF) (Version 4.3). Als Antriebsdaten (Anfangs- und Randbedingungen) wurde der Datensatz 20th Century Reanalysis Version 3 (20CRv3) (Compo et al. 2011; Giese et al. 2016; Slivinski et al. 2019) mit einer räumlichen und zeitlichen Auflösung von 1°x1° und 3 Stunden verwendet. Die zeitliche Auflösung der simulierten Daten in D3 (kleinster berechneter Gitterabstand) beträgt eine Stunde für die Temperatur (°C, 2 m über Grund) und 15 Minuten für den Niederschlag (mm). Ab 2016 und bis zum Ende des Untersuchungszeitraums (2020) wurde der Reanalyse-Datensatz ERA5 (Hersbach et al. 2018) verwendet, der eine räumliche und zeitliche Auflösung von 55 km, bzw. einer Stunde aufweist. Für eine kontinuierliche meteorologische Datenreihe wurden die verschiedenen meteorologischen Datensätze kombiniert, wobei die zeitliche Auflösung der mit WRF simulierten Niederschlagsdaten auf eine Stunde angepasst wurde, um der

zeitlichen Auflösung von ERA5 zu entsprechen. Die simulierten Temperatur- und Niederschlagsdaten wurden an den entsprechenden Testflächen (Artikel I und IV) extrahiert. Zusätzlich wurde für die Temperatur eine entsprechende Höhenkorrektur der Klimadaten vorgenommen. Die Analysen der meteorologischen Daten der automatischen Wetterstationen wurden von Madlene Pfeiffer (Institut für Geographie der Universität Bremen, Forschungsprojekt: SEHAG „Klima“) durchgeführt und mir entsprechend zur Verfügung gestellt. Das dynamische Downscaling sowie die darauf aufbauenden meteorologischen Analysen wurden ebenfalls von Madlene Pfeiffer durchgeführt.

4| Zusammenfassung der Forschungsartikel

Forschungsartikel I:

Altmann, Moritz; Ramskogler, Katharina; Mikolka-Flöry, Sebastian; Pfeiffer, Madlene; Haas, Florian; Heckmann, Tobias; Rom, Jakob; Fleischer, Fabian; Himmelstoß, Toni; Pfeifer, Norbert; Ressler, Camillo; Tasser, Erich; Becht, Michael (2023): Quantitative Long-Term Monitoring (1890–2020) of Morphodynamic and Land-Cover Changes of a LIA Lateral Moraine Section. In: Geosciences 13 (4), S. 95. DOI: 10.3390/geosciences13040095.

Zusammenfassung

Die räumliche und zeitliche Analyse von Oberflächenveränderungen alpiner Geosysteme ist mit georeferenzierten Orthofotos auf der Basis von Luftbildserien gut möglich. Allerdings ist der zeitliche Rahmen für solche Untersuchungen begrenzt: Flächendeckende Luftbilder, wie sie für die europäischen Alpen vorliegen, reichen in der Regel nur bis etwa Mitte des 20. Jahrhunderts zurück. Für die Untersuchung der Oberflächenveränderungen der proglazialen Bereiche ist jedoch ein Zeitraum von ca. 100 Jahren bis zum Ende des LIA (ca. 1850) kaum untersucht, so dass die frühe Reaktion der Hänge in Bezug auf die Morphodynamik und Vegetationsentwicklung unmittelbar nach dem Abschmelzen des Eises nahezu unbekannt ist. Daher wird in der vorliegenden Studie die Quantifizierung verschiedener Oberflächenveränderungen eines LIA-Lateralmoränenabschnittes im Gletschervorfeld des Gepatschferners im Kaunertal bis in die späte zweite Hälfte des 19. Jahrhunderts unter zusätzlicher Verwendung von digitalem Monoplotting und entsprechenden historischen terrestrischen Schrägphotografien (ab 1890) gezeigt. Durch die Verwendung dieser historischen Daten konnte ein Untersuchungszeitraum von insgesamt 130 Jahren (1890-2020) erreicht werden. Somit ist in diesem Fall eine quantitative Analyse bereits ca. 60 Jahre vor Verfügbarkeit erster Luftbilder möglich. Die Analysen ergaben, dass sich die (initialen) Runsensysteme über den gesamten Untersuchungszeitraum von 1890 bis 2020 flächenmäßig (fast) kontinuierlich ausgebreitet haben. Innerhalb dieser dehnten sich bis 1953 auch die vegetationsbedeckten Flächen (v.a. Schuttgesellschaften, alpiner Rasen und Zwergsträucher) aus, bevor sie vor allem zwischen 1990 und 2003 durch großflächige Erosionsprozesse innerhalb der Runsen-systeme wieder zurückgedrängt wurden. Die Landbedeckungstypen sind daher in den aktiven Runsen-

systemen deutlich geringer ausgeprägt als in den geomorphologisch inaktiven Bereichen, da Erosionsprozesse die entsprechenden Vegetationsflächen immer wieder verdrängen, bzw. verschütten. Mit einem Untersuchungszeitraum von 130 Jahren trägt diese Studie durch die Analyse der Frühphase und damit der unmittelbaren Reaktion der LIA-Lateralmoräne auf die Eisfreisetzung zu einem wesentlich verbesserten Verständnis der Geomorphodynamik in proglazialen Gebieten bei. Der Ansatz des digitalen Monoplottings ist jedoch stark von der Verfügbarkeit und Qualität historischer Schrägfoto­grafien abhängig. Auch können Abschattungseffekte in hochalpinen Regionen schnell zu entsprechenden Anwendungseinschränkungen führen. Dennoch wird in dieser Studie das große Potential des Einsatzes solcher historischen Bilder aufgezeigt, die einen hohen Informationsgehalt besitzen und einen einzigartigen Einblick in die zweite Hälfte des 19. und die erste Hälfte des 20. Jahrhunderts geben können.

Forschungsartikel II:

*Altmann, Moritz; Haas, Florian; Rom, Jakob; Fleischer, Fabian; Heckmann, Tobias; Ressler, Camillo; Becht, Michael (2023): Quantitative long-term (1922 to 2021) monitoring of a large-scale landslide of a LIA lateral moraine due to glacial debulking. In: *geomorphology*. DOI: 10.1016/j.geomorphology/2023/0779.*

Zusammenfassung

Die Studie befasst sich mit einem 99-jährigen Monitoring (1922 bis 2021) einer großräumigen Rutschung der Stirn einer LIA-Lateralmoräne im Gletschervorfeld des Gepatschferners im oberen Kaunertal in Tirol, Österreich. Die Rekonstruktion dieser Rutschung (mittels Volumenquantifizierung) erfolgte in hoher zeitlicher Auflösung unter Verwendung von zwölf DoDs. Um einen entsprechend langen Untersuchungszeitraum von mehreren Jahrzehnten zu gewährleisten, wurden DGMs basierend auf verschiedenen Fernerkundungstechniken wie flugzeuggestützten LiDAR-Daten (zwischen 2006 und 2021) und historischen Luftbildern (zwischen 1953 und 2003), unter Verwendung der SfM-Photogrammetrie (mit MVS), verwendet. Da Luftbilder der europäischen Alpen in der Regel erst ab etwa Mitte des 20. Jahrhunderts vorliegen, wurde zusätzlich eine historische stereophotogrammetrisch erstellte Karte aus dem Jahre 1922 herangezogen, die ebenfalls zu einem DGM verarbeitet wurde. Dadurch konnte der Untersuchungszeitraum auf insgesamt 99 Jahre erweitert werden. Die größte Verformung des gesamten Rutschungsvorganges konnte aufgrund der DoD-Analysen der verschiedenen Zeitabschnitte auf den Zeitraum zwischen 1953 und 1971 datiert werden. Jedoch konnten in allen drei ersten Untersuchungszeiträumen (1922-1953, 1953-1971 und 1971-1983) Rutschungen beobachtet werden, die sich somit insgesamt über 61 Jahre erstreckt haben. Im Zeitraum der größten Rutschung (1953-1971) betrug das vertikale Ausmaß der Veränderung ca. 70 m, die horizontale ca. 100 m und die Breite ca. 190 m. Das berechnete Volumen der Rutschung belief sich auf 287.537 (± 2.026) m³. Wir gehen davon aus, dass die Instabilität des Hanges durch das Abschmelzen des Gletschers seit dem Ende des LIA und das dadurch fehlende Widerlager verursacht wurde. Während des gesamten Untersuchungszeitraumes war der Hang durch räumlich und zeitlich sehr unterschiedliche geomorphologische Aktivitäten geprägt. Nach den Rutschungsereignissen (1922-1983) wurden vor allem fluviale Erosionsprozesse festgestellt, die im oberen Hangbereich (v.a. bis 2008) zum Einschneiden eines Runsen-systems und im östlichen, direkt an das Gerinne angrenzenden Hangbereich (v.a. 2008-2021) zu kleineren Hangabbrüchen, Murgängen und ebenfalls fluvialen Aktivitäten führten. Die Testfläche zeigte über den gesamten Untersuchungszeitraum (1922-2021) eine kontinuierliche geomorphologische Aktivität, die schlussendlich zu einem Gesamtvolumen der Nettoerosion von ca. 486.000 m³ führte. Die Ausdehnung des Untersuchungszeitraumes mit Hilfe der historischen Karte leistet einen Beitrag dazu, dass der paraglaziale Anpassungsprozess der proglazialen Hänge bereits einige Jahrzehnte vor der Mitte des 20. Jahrhunderts quantitativ analysiert werden kann und damit auch frühere Hangprozesse analysierbar sind, was einen deutlichen Fortschritt gegenüber bisherigen Untersuchungen darstellt.

4| Zusammenfassung der Forschungsartikel

Aufgrund der höheren Unsicherheiten von DGMs auf Basis historischer Karten im Vergleich zu photogrammetrischen (auf historischen Luftbildern basierenden) und LiDAR-basierten DGMs konnte jedoch nur eine topographische Veränderung größeren Ausmaßes quantifiziert und interpretiert werden. Die Studie zeigt jedoch, dass historische Karten gut geeignet sind, um das quantitative Monitoring proglazialer Gebiete zeitlich so auszudehnen, dass auch Veränderungen vor Beginn der Luftbildfotografie erfassbar sind.

Forschungsartikel III:

Altmann, Moritz; Piermattei, Livia; Haas, Florian; Heckmann, Tobias; Fleischer, Fabian; Rom, Jakob; Betz-Nutz, Sarah; Knoflach, Bettina; Müller, Svenja; Ramskogler, Katharina; Pfeiffer, Madlene; Hofmeister, Florentin; Ressler, Camillo; Becht Michael (2020): Long-Term Changes of Morphodynamics on Little Ice Age Lateral Moraines and the Resulting Sediment Transfer into Mountain Streams in the Upper Kauner Valley, Austria. In: Water 12 (12), S. 3375. DOI: 10.3390/w12123375.

Zusammenfassung

Die Morphodynamik von kürzlich durch Gletscher freigelegten Flächen hochalpiner Geosysteme hat sich seit dem Ende des LIA (~1850) durch externe Veränderungen und interne Systemdynamiken stark verändert. Mit Hilfe mehrerer hochauflösender DGMs, die auf verschiedenen Fernerkundungstechniken (wie historischen Luftbildern, prozessiert mittels digitaler Photogrammetrie und terrestrischem und luftgestütztem LiDAR) und den daraus resultierenden DoDs basieren, können Analysen dieser räumlichen Erosions- und Akkumulationsmuster in proglazialen Gebieten über mehrere Jahrzehnte durchgeführt und entsprechende Volumenänderungen über mehrere Jahrzehnte berechnet werden. In dieser Studie wurden über einen Zeitraum von insgesamt 49 Jahren mehrere morphologische Sedimentbudgets von insgesamt drei verschiedenen Testflächen auf LIA-Lateralmoränen berechnet, um einerseits die jeweilige Morphodynamik zu analysieren und andererseits den daraus resultierenden Sedimenteintrag von den Hängen in die Gerinne zu bestimmen. Die Testflächen zeigen deutliche Unterschiede in ihrer allgemeinen Morphodynamik sowie in der Ausprägung der geomorphologischen Prozesse. Die beiden Testflächen auf der LIA-Lateralmoräne des Gepatschferners zeigen eine allgemein abnehmende (zwischen 1970-2006 und 2006-2019), aber immer noch hohe Morphodynamik der Hänge (mittleres jährliches Erosionsvolumen). Im Gegensatz dazu zeigt die Testfläche auf der Weißseeferner LIA-Lateralmoräne eine Zunahme des mittleren jährlichen Erosionsvolumens (zwischen 1971-2006 und 2006-2019). Dies ist jedoch (vermutlich) auf eine einzige Rutschung zurückzuführen, die zwischen 2006 und 2019 stattgefunden hat und die mittlere jährliche Erosionsrate für diesen Zeitraum stark erhöht hat. Generell zeigt sich eine starke geomorphologische Hang-Gerinne-Kopplung (lateral Sedimenttransfer) der untersuchten Testflächen, aber auch eine Abnahme der Sedimenttransporteffizienz der Testflächen der LIA-Lateralmoräne des Gepatschferners sowie auf ähnlichem Niveau der Testfläche der LIA-Lateralmoräne des Weißseeferners in die Gerinne über die jeweiligen Zeitschnitte. Daraus kann geschlossen werden, dass die Morphodynamik der Hänge und der daraus resultierende Sedimenteintrag in die angrenzenden Gebirgsbäche hauptsächlich von den Eigenschaften der Hänge (z. B. Hanglänge oder Hangneigung) und der daraus resultierenden höheren Reliefenergie an steileren und längeren Hängen abhängt. Schließlich zeigt die Studie, dass der paraglaziale Anpassungsprozess an den untersuchten Standorten auch nach mehreren Jahrzehnten der Entgletscherung (min. ~133 Jahre) noch nicht abgeschlossen ist. Aufgrund der starken Morphodynamik in den Erosions- und Akkumulationsbereichen ist die Vegetationsdecke nur spärlich entwickelt. Die Testflächen unterliegen

generell sich verändernden klimatischen Einflüssen, wie z. B. einem Temperaturanstieg, einer Abnahme der Kurzzeitniederschlagsereignisse (Auflösung 15 min und 1 h) und einer Zunahme der mittleren Jahresniederschlagssummen (im Vergleich zwischen den Untersuchungszeiträumen). Insbesondere die abnehmenden Kurzzeitniederschlagsereignisse könnten zu einer Abnahme der Morphodynamik geführt haben, was jedoch auch durch den allgemein wirkenden paraglazialen Anpassungsprozess erklärt werden kann. Der Temperaturanstieg führt in Verbindung mit dem erhöhten Schmelzwasseranteil der Gletscher auch zu einem erhöhten Abfluss der direkt an die Testflächen angrenzenden Gebirgsbäche Fagge und Rifflerbach, was in dem letzten Zeitraum (2006-2019) teilweise zu einer Unterschneidung der Hänge und damit zu einer seitlichen Erosion der akkumulierten Schwemmfächer und Schuttkegel führte.

Forschungsartikel IV:

Altmann, Moritz; Pfeiffer, Madlene; Haas, Florian; Rom, Jakob; Fleischer, Fabian; Heckmann, Tobias; Piermattei, Livia; Wimmer, Michael; Braun, Lukas; Stark, Manuel; Betz-Nutz, Sarah; Becht Michael (2023): Long-term monitoring (1953–2019) of geomorphologically active sections on LIA lateral moraines under changing meteorological conditions. In: EGU sphere [preprint], <https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1512>.

Zusammenfassung

Die vorliegende Studie präsentiert eine Langzeitbeobachtung der Erosionsdynamik mehrerer geomorphologisch aktiver Runsensysteme auf kürzlich entgletscherten LIA-Lateralmoränen in insgesamt fünf Gletschervorfeldern in insgesamt drei Tälern der zentralen Ostalpen (Horlachtal/Grastal, oberes Kautental (Tirol, Österreich) und oberes Martelltal (Südtirol, Italien)). Für die Durchführung der Studie wurden DoDs auf Basis mehrerer, hochauflösender DGMs aus historischen Luftbildern (erzeugt durch SfM-Photogrammetrie mit MVS) und flugzeuggestütztem LiDAR berechnet. Der gesamte Untersuchungszeitraum der Studie beträgt 66 Jahre (1953 bis 2019), in dem mehrere Zeiträume untersucht wurden, um entsprechende morphodynamische Trends zu identifizieren. Zur Bestimmung der sich ändernden Morphodynamik wurden zwei Ansätze gewählt. Zum einen wurde die Variabilität der räumlichen Verteilung der berechneten Erosionswerte innerhalb der Testflächen und der jeweiligen Zeiträume durch die Berechnung von linearen Regressionsmodellen (log-log skaliert) unter Verwendung des mittleren jährlichen akkumulierten Sedimentaustrags und der jeweiligen Einzugsgebietsgröße ermittelt. Zweitens wurden Volumenberechnungen durchgeführt, um den gesamten, bzw. durchschnittlichen Sedimentaustrag (sowie entsprechende Erosionsraten) auf den Testflächen zu ermitteln. Anhand der Steigungen der berechneten linearen Regressionsgeraden konnten im Allgemeinen zwei Gruppen definiert werden, welche eine unterschiedliche Reaktion aufweisen. Bei einer generellen Abnahme der geomorphologischen Aktivität zeigen sich auf den Testflächen mit einer großen Spannweite der Variabilität der Sedimentausträge innerhalb der Testflächen (Regressionsgeraden mit Steigungen bis zu 1,5) im ersten Zeitraum (hauptsächlich 1950er bis 1970er Jahre), welche in den späteren Zeiträumen (1970er bis Mitte der 2000er Jahre und Mitte der 2000er Jahre bis 2017/2019) abgenommen hat (v. a. Regressionsgeraden mit Steigungen um 1). Eine andere Gruppe zeigt ebenfalls eine Abnahme der geomorphologischen Aktivität, jedoch liegen die linearen Regressionsgeraden in allen Zeiträumen mit einer leichten Abnahme um 1, was bedeutet, dass sich das räumliche Erosionsmuster über die Jahrzehnte kaum verändert hat und konstant geblieben ist. Im Ergebnis haben sich die beiden Gruppen über die Jahrzehnte angenähert. Bei zwei weiteren Testflächen konnte einerseits eine Zunahme der geomorphologischen Aktivität und andererseits eine gleichbleibende Aktivität festgestellt werden. Aber auch bei der Testfläche, bei der die Spannweite der Variabilität des Sedimentaustrags über die Zeiträume zugenommen hat, wird die ehemals hohe Variabilität der anderen Testflächen im ältesten Untersu-

chungszeitraum (v.a. 1950er bis 1970er Jahre) nicht mehr erreicht. Die Berechnungen der Sedimentausträge (Gesamtaustrag und mittlerer jährlicher Sedimentaustrag) und der entsprechenden Erosionsraten (mittlerer jährlicher spezifischer Sedimentaustrag) zeigen ebenfalls in zehn von zwölf Fällen einen allgemeinen Trend der Abnahme der geomorphologischen Aktivität über mehrere Zeiträume. Zwei Testflächen zeigen einen gegenläufigen Trend, wobei die Morphodynamik in einem Fall zunimmt und im anderen auf einem ähnlichen Niveau bleibt. Basierend auf den Ergebnissen dieser Studie wird ein vereinfachtes konzeptionelles Modell, das "Sedimentaktivitätskonzept", vorgeschlagen, das den paraglazialen Anpassungsprozess beschreibt. Es fasst die Erkenntnisse über die langfristige Morphodynamik der oberen Hangbereiche (Runsensysteme) der LIA-Lateralmoränen aus dieser Studie zusammen, basiert aber im Gegensatz zu einigen theoretischen Modellen auf tatsächlichen Berechnungen. Das Ausmaß der geomorphologischen Aktivität hängt stark von den Eigenschaften der Untersuchungsflächen wie Flächengröße, Hanglänge und durchschnittliche bzw. maximale Hangneigung ab. Vermutlich sind Muren der dominierende Abtragungsprozess, wobei seltene Rutschungen immer wieder zu hohen Erosionsraten führen können. Auffallend ist, dass vor allem Gebiete mit jahrzehntelangem Toteiseinfluss im unteren Hangbereich eine höhere geomorphologische Aktivität aufweisen. Die Testflächen zeigen kontinuierliche Erosionsprozesse über die letzten Jahrzehnte, selbst auf Flächen, die seit mindestens 159 Jahren eisfrei sind, was darauf hindeutet, dass der paraglaziale Anpassungsprozess dieser Gebiete noch deutlich im Gange ist. Darüber hinaus konnte gezeigt werden, dass systeminterne Faktoren sowie der allgemeine paraglaziale Anpassungsprozess einen größeren Einfluss auf die langfristige Morphodynamik haben als sich ändernde externe Witterungs- und Klimabedingungen, die jedoch vor allem in der letzten, d.h. jüngsten Periode (Mitte der 2000er Jahre bis 2017/2019) einen leichten Einfluss gehabt haben dürften und möglicherweise erosionsfördernd gewirkt haben.


5| Forschungsartikel

5.1 Forschungsartikel I

Titel:	Quantitative Long-Term Monitoring (1890–2020) of Morphodynamic and Land-Cover Changes of a LIA Lateral Moraine Section
Autoren:	Moritz Altmann, Katharina Ramskogler, Sebastian Mikolka-Flöry, Madlene Pfeiffer, Florian Haas, Tobias Heckmann, Jakob Rom, Fabian Fleischer, Toni Himmelstoß, Norbert Pfeifer, Camillo Ressler, Erich Tasser, Michael Becht
Journal:	Geosciences (Switzerland)
Verlag:	MDPI (Multidisciplinary Digital Publishing Institute)
Jahrgang:	13
Ausgabe:	4
Status:	Veröffentlicht im März, 2023
DOI:	10.3390/geosciences13040095
Zitieren als:	Altmann, Moritz; Ramskogler, Katharina; Mikolka-Flöry, Sebastian; Pfeiffer, Madlene; Haas, Florian; Heckmann, Tobias et al. (2023): Quantitative Long-Term Monitoring (1890–2020) of Morphodynamic and Land-Cover Changes of a LIA Lateral Moraine Section. In: Geosciences 13 (4), S. 95. DOI: 10.3390/geosciences13040095.

Article

Quantitative Long-Term Monitoring (1890–2020) of Morphodynamic and Land-Cover Changes of a LIA Lateral Moraine Section

Moritz Altmann ^{1,*} , Katharina Ramskogler ^{2,3} , Sebastian Mikolka-Flöry ⁴ , Madlene Pfeiffer ⁵, Florian Haas ¹ , Tobias Heckmann ¹ , Jakob Rom ¹ , Fabian Fleischer ¹, Toni Himmelstoß ¹, Norbert Pfeifer ⁴ , Camillo Ressler ⁴ , Erich Tasser ² , and Michael Becht ¹ 

¹ Department of Physical Geography, Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt, 85072 Eichstätt, Germany

² Institute for Alpine Environment, Eurac Research, 39100 Bolzano, Italy

³ Department of Botany, Universität Innsbruck, 6020 Innsbruck, Austria

⁴ Research Unit Photogrammetry E120.7, Department of Geodesy and Geoinformation, TU Wien, 1040 Vienna, Austria

⁵ Institute of Geography, University of Bremen, 28359 Bremen, Germany

* Correspondence: maltmann@ku.de

Abstract: Aerial photographs of the European Alps usually only reach back to the middle of the 20th century, which limits the time span of corresponding studies that quantitatively analyse long-term surface changes of proglacial areas using georeferenced orthophotos. To the end of the Little Ice Age, this leads to a gap of about 100 years. Using digital monoplotted and several historical terrestrial photographs, we show the quantification of surface changes of a Little Ice Age lateral moraine section until the late second half of the 19th century, reaching a total study period of 130 years (1890–2020). The (initial) gully system expands (almost) continuously over the entire study period from 1890 to 2020. Until 1953, the vegetation-covered areas also expanded (mainly scree communities, alpine grasslands and dwarf shrub communities), before decreasing again, especially between 1990 and 2003, due to large-scale erosion within the gully system. Furthermore, our results show that the land-cover development was impacted by temperature and precipitation changes. With the 130-year study period, we contribute to a substantial improvement in the understanding of the processes in the proglacial by analysing the early phase and thus the immediate response of the lateral moraine to the ice exposure.

Keywords: aerial photos; Central Eastern Alps; digital monoplotted; historical terrestrial oblique photos; long-term mapping; paraglacial slope adjustment; proglacial area; upper Kauner Valley (Ötztal Alps)



Citation: Altmann, M.; Ramskogler, K.; Mikolka-Flöry, S.; Pfeiffer, M.; Haas, F.; Heckmann, T.; Rom, J.; Fleischer, F.; Himmelstoß, T.; Pfeifer, N.; et al. Quantitative Long-Term Monitoring (1890–2020) of Morphodynamic and Land-Cover Changes of a LIA Lateral Moraine Section. *Geosciences* **2023**, *13*, 95. <https://doi.org/10.3390/geosciences13040095>

Academic Editors: Fedor Lisetskii and Jesus Martinez-Frias

Received: 28 February 2023

Revised: 15 March 2023

Accepted: 20 March 2023

Published: 23 March 2023



Copyright: © 2023 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

1. Introduction

Since the end of the Little Ice Age (LIA) around the middle of the 20th century, glacier retreat in high alpine mountains, caused by global warming, has led to a continuous expansion of the glacier forelands, the so-called proglacial areas [1,2]. Glacial environments and corresponding proglacial areas are among the most rapidly changing areas on earth, as they are strongly affected by climate change. After ice release, the exposed areas, especially the steep and, to a high degree, unvegetated lateral moraines, are reworked by different geomorphological processes, such as fluvial and nival erosion, debris flows, slope failures and landslides, which can be associated with high erosion rates [3–6]. Generally, this phase is described as the paraglacial slope adjustment process, which can last several decades to centuries [7–9]. These processes have led to a high number of deeply incised lateral moraine sections in which correspondingly strongly developed gully systems have formed [5,9–12].

The upcoming vegetation can in turn act as a consequence but also as a cause of slope stabilisation on the lateral moraines [13–16]. Knoflach et al. [17] showed in the

proglacial areas of the Fürkele-, Zufall- and Langenferner (Ortler-Cevedale Group/Eastern Italian Alps), using in situ observations in combination with NDVI time series the increase in vegetation-covered areas from 1986 to 2015 from 0.25 km² (5.6%) to 0.9 km² (11.2%), whereby the mean annual rate of change shows a significant acceleration during the study period. Hohensinner et al. [18] showed, by a long-term analysis from 1820 to 2015 of land-cover change in a proglacial area of the Jamtalferner (Silvretta, Central Eastern Alps), based on historical maps and orthophotos, mainly the development of alpine grassland and krummholz on such areas, however wasteland predominates.

Thus, historical and current aerial photographs offer effective possibilities to document the landscape evolution of proglacial areas, as several studies underlined [4,5,19,20]. However, historical aerial photographs of the European Alps mostly only go back to the middle of the 20th century, which leads to a limitation of these studies and leaves a gap of about 100 years until the end of the LIA (around 1850). In particular, the early phase of the paraglacial slope adjustment process and thus the early response of the lateral moraines to the ice loss remains unknown.

On the other hand, the advent of alpinism and the availability of cameras, historical terrestrial oblique photographs from the late second half of the 19th century and the first half of the 20th century are already available. Many of the photos are stored in public and private archives, e.g., the archives of the German or Austrian Alpine Club (DAV/ÖAV) or private archives of enthusiastic Alpine pioneers. The enormous relevance of these photos is evident from the fact that these photographs are the only visual source of these landscapes from this epoch. The photogrammetric method of digital monoplottung offers the effective possibility to analyse also historical terrestrial oblique photos. After estimating the position and orientation of the camera, the position of mapped image contents (e.g., forest areas, glacial extents and rivers) can be exported as spatial referenced vector data sets into a three-dimensional (3D) object space with global coordinates [21,22]. Finally, real lengths or areas can be calculated. This enables quantitative measurements of object dimensions in addition to qualitative image descriptions. The availability of the WSL monoplottung tool from the Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research (WSL) [21,22] has already led to several studies that have been able to quantify environmental long-term changes in alpine areas using individual historical terrestrial oblique photographs. Research has included land-cover/vegetation change [21–28], natural hazards [29,30], LIA glacier extents [31] and rock glacier movement [32]. However, no studies have shown the long-term mapping of surface changes of LIA lateral moraines until the second half of the 20th century using historical terrestrial photos.

Therefore, the aim of this study is to investigate the long-term evolution of a steep LIA lateral moraine section in a proglacial area in high spatial and temporal resolution. In particular, we aim to identify the unknown early response in terms of morphodynamics and development of land-cover types. For this purpose, we map different surface types, with a focus on morphodynamic areas and land-cover types, by processing different historical terrestrial oblique photos (1890 to ~1940) with the newly developed monoplottung tool “Mono3D” of the Department of Geodesy and Geoinformation (TU Wien, Austria). This tool was developed as part of the research project SEHAG (“Sensitivity of High Alpine Geosystems to Climate Change since 1850”) funded by the German Research Foundation (DFG) and the Austrian Science Fund (FWF). Based on this, the mapping will be continued using historical and current aerial photographs (respectively georeferenced orthophotos) from 1953 to 2020 in order to quantify the surface changes over the entire period in high temporal and spatial resolution (entire period of 130 years from 1890 to 2020). Additionally, the long-term temperature development (1850 to 2020) and corresponding effects on the proglacial area are shown using simulated climate data. Therefore, we focus on three research questions:

- To what extent can spatial and temporal changes in morphodynamic areas and land-cover types on a LIA lateral moraine section be quantified by digital monoplottung using

historical terrestrial oblique photographs from the second half of the 19th and the first half of the 20th century and subsequent orthophotos based on aerial photographs until 2020?

- How far can long-term mapping improve the knowledge about paraglacial slope adjustment processes and what are besides morphodynamics the driving variables for the land-cover change?
- Could the long time series provide new opportunities for a better understanding of the relationships between climate, morphodynamics, and land-cover development?

2. Study Area

The survey was conducted on a LIA lateral moraine in the proglacial area of the Gepatsch glacier (Gepatschferner) in the upper Kauner Valley (upper Kaunertal) in Tyrol, Austria, located in the Ötztal Alps, which is situated in the central Eastern Alps (Figure 1). Geologically, the Kauner Valley belongs to the Austroalpine crystalline complex, in which mainly crystalline rocks such as ortho- and paragneisses predominate [33–35]. Climatically, the valley is characterised by the Central Alpine dry region [36,37]. The valley is oriented north-south and borders Italy and the main Alpine ridge to the south. The maximum glacier extent at the end of the LIA was observed at the Gepatschferner in 1856 [38]. Apart from two glacier advances in 1920/21 and between 1977 and 1988 [38,39] the Gepatschferner has experienced continuous glacier retreat. Our Area of Interest (AoI, see Figure 1c,d, Table 1) is located in the upper part of an approximately 150 m high lateral moraine and is characterised by high morphodynamics and steep slope gradients. Typical moraine material both vegetated and nearly vegetation-free areas can be found.

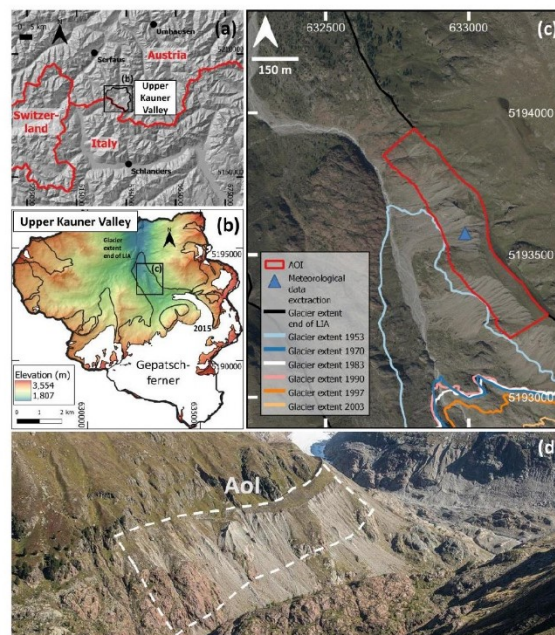


Figure 1. (a) Location of the study area in the upper Kauner Valley (Tyrol, Austria) with (b) the location of the proglacial area of Gepatschferner. (c) AoI (red) in the proglacial area of Gepatschferner in the upper Kauner Valley with glacier extents in different years and (d) course mapping of the AoI in a photo (white dashed line) from 2021 (taken by Anton Brandl). Sources of glacier extents: End of LIA: Groß and Patzelt [40], 1953 to 2003: Own mapping by change detection based on DoDs published by Piermattei et al. [20] (mapping method also includes mapping of debris-covered glacier parts), 2015: Buckel and Otto [41]. Large-scale elevation data (DSM, 25 m) (top left) are based on SRTM and ASTER GDEM [42]. DEM 2017 (1 m) (bottom left) based on Airborne LiDAR data [4]. The 2020 orthophoto (right) is from the Province of Tyrol (see Appendix A, Table A1).

Table 1. Characteristics of the Area of Interest (values were derived from 2017 DEM).

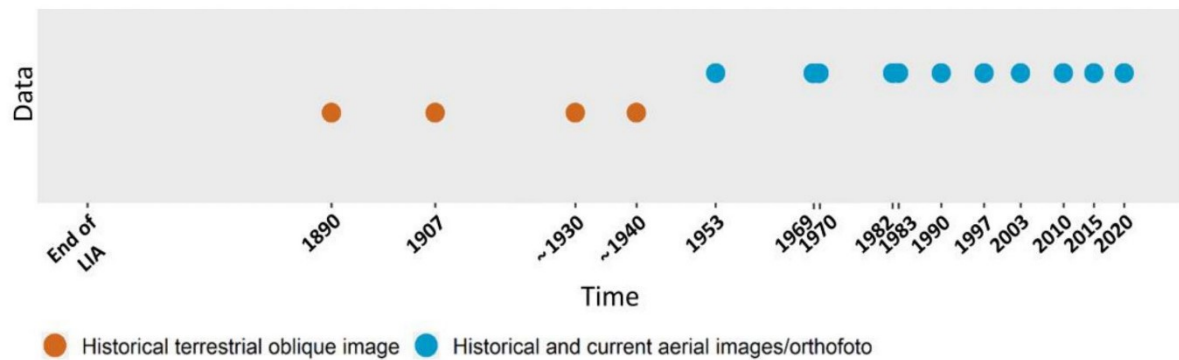
Location (Centre) (ETRS89/UTM Zone 32N, EPSG Code: 25832)	632987, 5193575
Elevation (ellipsoidal heights) [m]	2096–2346
Mean aspect [°]	251.36 (West)
Size [ha]	12.1
Mean slope gradient (min./max.) [°]	38.09 (1–82)
Min. ice-free since	1940 ¹ / 1953 ²
Dead ice influence at the foot of the slope up to max.	1982 ³

¹ based on a historical terrestrial oblique image (monoplotting, see Sections 3.2 and 4), ² based on the Euclidean distance between two glacier extents (calculated following Betz-Nutz et al. [5] determined by change detection using DEMs of Difference (DoD) published by Piermattei et al. [20]. The different annual data are thus mainly due to the debris cover of the glacier, ³ based on DoD interpretations published by Piermattei et al. [20].

3. Material and Methods

3.1. Photo Material

To enable the long-term observation of the development of the lateral moraine section, several terrestrial and aerial photographs were analysed. For the second half of the 19th century and the first half of the 20th century, historical terrestrial oblique photographs (Figure 2, Appendix B, Table A2) and from the second half of the 20th century onwards, aerial photographs were processed and analysed (Figure 2, Appendix A, Table A1).

**Figure 2.** Overview of the temporal distribution of the analysed terrestrial and aerial photographs.

3.2. Methods of Image Processing and Mapping

3.2.1. Processing of the Terrestrial Photos

In order to map the extent of the different surface types, mainly the morphodynamic area and land-cover types, within the AoI since 1890, a monoplotting tool was used [43]. With this tool the historical terrestrial photos from 1890, 1907, ~1930 and ~1940 (Figure 3; Appendix B, Table A2, Figure A1) were analysed. Using monoplotting, for each pixel of a photo the corresponding point in a (3D) global coordinate system is calculated by intersecting rays from the projection centre (O in Figure 3a) through each image pixel of the photo with a reference DTM (Figure 3a) [21,22,30].

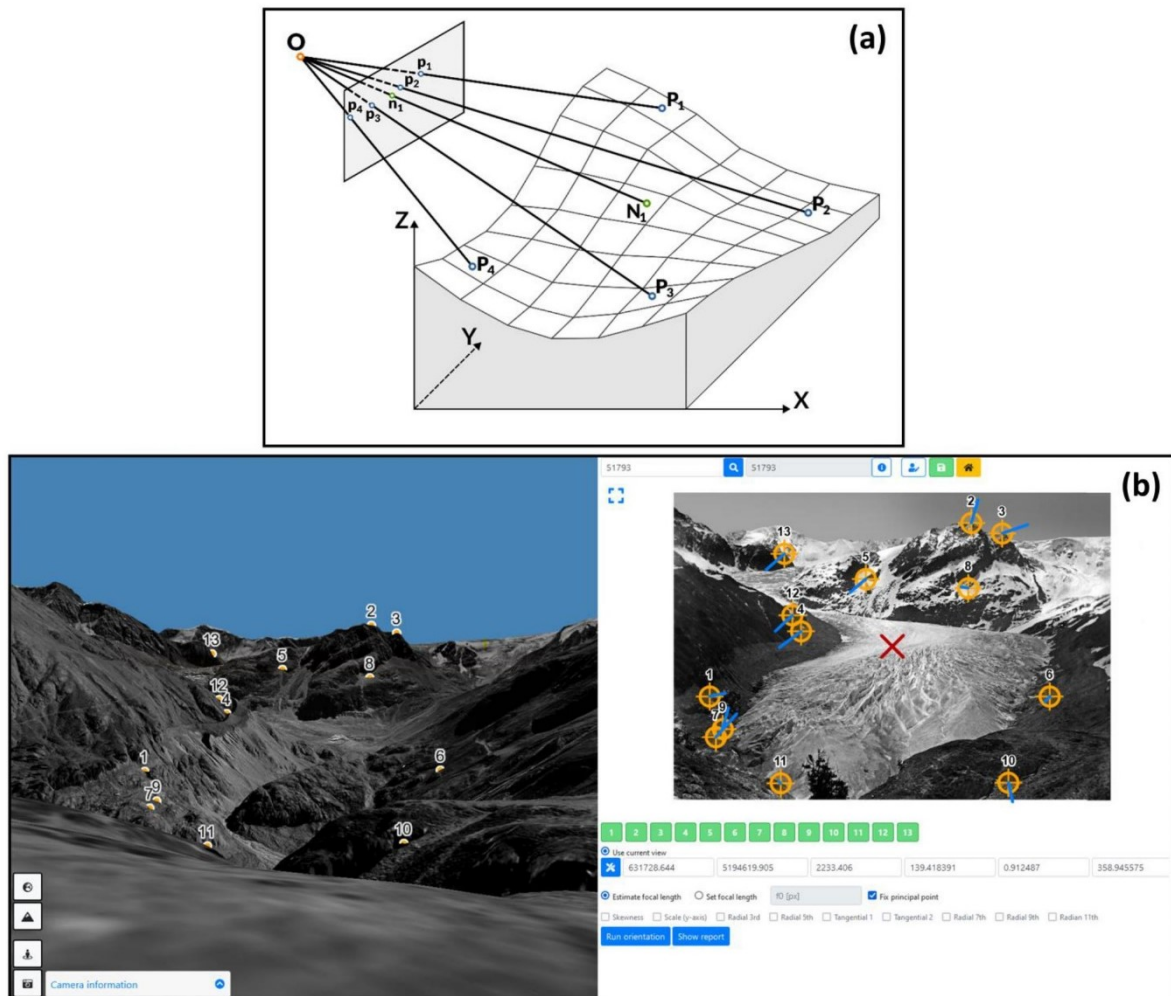


Figure 3. (a) GCPs (P1–P4) both in the image and object space can be used to estimate the unknown camera parameters. Using the estimated camera parameters, the position of an image point (n_1) can be calculated in the object space (N_1) by monoplotting. Figure adapted from Kraus [44]. (b) Selection of ground control points on the 1890 photograph in the 3D Viewer and the following calculation of the camera information.

Thus, each pixel of a photograph can be assigned a coordinate in a 3D object space [30]. Prior to monoplotting the interior (focal length f , coordinates of the principal point x_0 and y_0) and exterior orientation (coordinates of the projection centre and three rotation angles) of the camera have to be estimated as they are generally unknown for historical terrestrial photos [21]. For this purpose, approximately uniformly distributed ground control points (GCPs) were identified in each historical terrestrial oblique image as well as on the 1970 orthophoto with deposited 2017 DTM using a 3D viewer (Figure 3b; Appendix B, Tables A3 and A4).

Then, both the interior and exterior orientation of each image were estimated using OrientAL [45]. Subsequently, the object coordinates of the image pixels corresponding to the outlines of the different surface types, mainly the morphodynamic area and land-cover types, were calculated by monoplotting using the estimated camera parameters and the reference DTM (2017, 1 m). The results from the orientation are shown in Figure 4 and

Table 2. The coordinates of the principal point x_0 and y_0 were fixed in the image centre and only the remaining seven unknown camera parameters were estimated.

The calculated camera positions and orientations show that they were taken in the north-west direction of the AoI (Figure 4). The shortest distance to the AoI is 971 m (photo 1907), 1010 m (photo 1930), 1104 m (photo 1940) and 1242 m (photo 1890) metres respectively. In addition, Figure 4 shows the georeferenced orthophotos of the individual historical terrestrial photos.

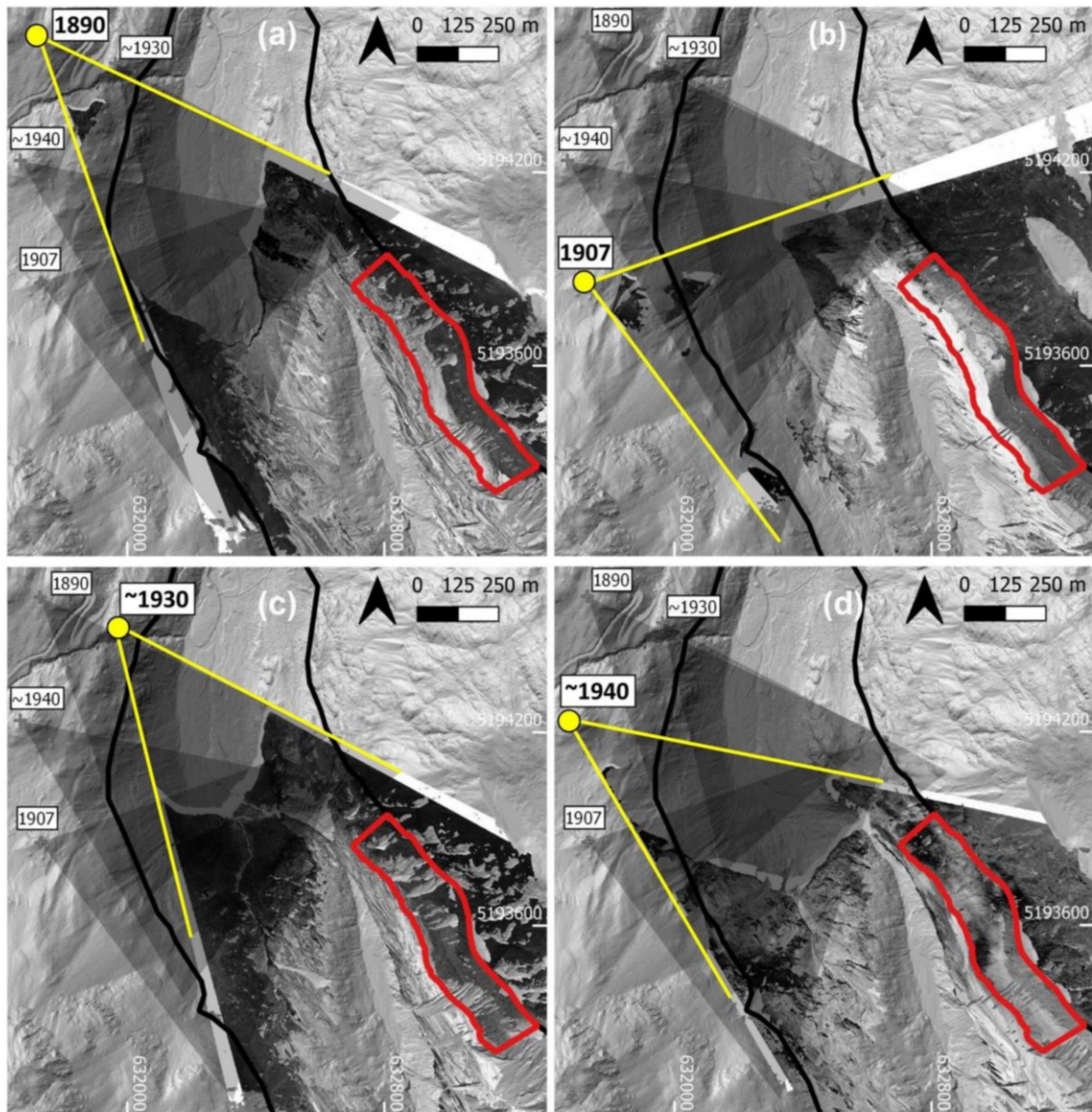


Figure 4. Determination of the position and field of view (yellow marking) of the individual historical terrestrial oblique photographs computed with Mono3D: (a) 1890, (b) 1907, (c) ~1930 and (d) ~1940, whereas the black line determines the glacier extent at the end of the LIA and the red polygon the AoI. The historical orthophotos are projected on the hillshade of 2017 published by Piermattei et al. [20].

Table 2. Calculated coordinates of the projection centre (east [E], north [N], height [H]) and the corresponding height above ground [H_{Ground}], rotation angle of the camera (Alpha, Zeta, Kappa), coordinates of the principal point (x_0 , y_0) and focal length f . σ_0 represents the mean reprojection error. The corresponding standard deviations are given in brackets. The coordinates refer to the ETRS89/UTM Zone 32N coordinate system (EPSG code: 25832).

Estimation of Interior and Exterior Orientation	1890	1907	~1930	~1940
σ_0 [px]	16.1	7.2	13.8	19.7
E [m]	631728.6 (± 2.074)	631728.6 (± 0.363)	631963.2 (± 2.969)	631667.4 (± 7.260)
N [m]	5194619.9 (± 1.620)	5193858.1 (± 0.266)	5194538.2 (± 2.761)	5194236.8 (± 6.239)
H [m]	2233.4 (± 0.570)	2265.9 (± 0.173)	2169.7 (± 1.013)	2254.3 (± 2.317)
H_{Ground} [m]	3.2	1.0	12.3	13.7
Alpha [$^\circ$]	-48.146 (± 0.056)	-16.866 (± 0.043)	-51.964 (± 0.055)	-35.351 (± 0.078)
Zeta [$^\circ$]	269.081 (± 0.053)	271.069 (± 0.045)	268.187 (± 0.054)	266.540 (± 0.087)
Kappa [$^\circ$]	-88.929 (± 0.203)	-88.268 (± 0.110)	-89.364 (± 0.107)	-90.610 (± 0.144)
x_0 [px]	2302.5	2305.5	4606.5	4488.0
y_0 [px]	-1535.5	-1535.5	-3071.0	-3071.0
f [px]	5425.1 (± 22.7)	3129.0 (± 7.2)	101,14.8 (± 38.6)	100,06.9 (± 50.3)

3.2.2. Processing of the Aerial Photos

For quantitative mapping of the extent of different surface types, mainly the morphodynamic area and land-cover types, the area-wide and overlapping historical and current aerial photographs from the mid-20th century onwards (1953 to 2015) were processed into georeferenced orthophotos using Agisoft Metashape Professional (Version 1.6.6; Agisoft LLC, St. Petersburg, Russia) and Trimble Inpho (Version 9.2) for the 2003 aerial photo series. For a detailed description of the processing of the orthophotos we refer to [4,20,46,47]

3.3. Mapping of Morphodynamic and Land-Cover Types

In order to identify temporal and spatial changes within the AoI, morphodynamic and land-cover types were mapped using QGIS (version 3.16.7) [48] (Table 3). In morphodynamics, a classification was made between the (initial) gully system and the sediment accumulation at the glacier margin. In addition, geomorphological non-active areas (areas outside the gullies, which can mostly be considered as more stable) and glacier areas were mapped (lower part of the mapped glacier extent). Regarding the different land-cover types (Table 3) we mapped different land-cover types, but also the bedrock, and the glacier extent. The most abundant species for the land cover types scree slope, scree communities, alpine grassland and dwarf shrubs are listed in Table 3, which are based on vegetation surveys done in 2020. The mapping of the morphodynamic and land-cover types was carried out at intervals of 7–23 years, depending on the availability of photos (see Figure 2). If photo materials were temporally within 1–3 years, it was assumed that only very small changes in land-cover have occurred. In contrast to this, all photos were used for mapping the morphodynamics, as very short-term events can also occur. The analyses for showing the development over time were carried out in R (version 4.2.2) [49]. For further processing, all georeferenced shapefiles were converted into raster files with a resolution of 1×1 m. The rate of change in land-cover types over time on the whole AoI as well as the 1890 initial glaciated area, area with the initial gully system, and the more stable area respectively was displayed with alluvial diagrams using the packages tidyverse [50], raster [51], and ggalluvial [52,53].

Table 3. Categories used for the morphodynamic and land-cover types mapping with the most abundant species per type based on vegetation surveys in 2020 in brackets.

Morphodynamic	Glacier ¹
	(Initial) Gully system
	Sediment accumulation at the glacier margin
	Geomorphological not active area
Land-cover types	Glacier
	Rock
	Scree slope (<5%) (e.g., <i>Atocion rupestre</i> , <i>Cardamine resedifolia</i> , <i>Linaria alpina</i>)
	Scree community (vegetation cover 5–60%) (e.g., <i>Achillea moschata</i> , <i>Tussilago farfara</i> , <i>Saxifraga bryoides</i>)
	Alpine grassland (e.g., <i>Carex sempervirens</i> , <i>Nardus stricta</i> , <i>Festuca halleri</i> , <i>Lotus corniculatus</i> , <i>Leontodon hispidus</i> , <i>Potentilla aurea</i>)
	Wetland
	Dwarf shrub (e.g., <i>Rhododendron ferrugineum</i> , <i>Empetrum hermaphroditum</i> , <i>Salix helvetica</i>)
	Shrub
Trees, woodland	

¹ to complete the mapping within the AoI.

The mapping was done manually through digitising the relevant objects of interest in the orthophotos, whether linear or areal and creating the corresponding spatially referenced vector datasets (line and polygon shapefiles) in QGIS (version 3.16.7) [48], which could then be exported. After that, the spatial and temporal extent of all surface types of the AoI was calculated. We compiled ten historical states of the AoI step-by-step going backwards in time to the first photograph. After one historical situation had been completed, we evaluated its relevance for the temporally younger situations and whether corrections would have to be made. Such a regressive-iterative approach allows for permanent critical revision of the reconstructed time segments already processed.

3.4. Generating Meteorological Data of the Study Area

Using simulated climate data generated by a regional climate model (RCM), the long-term air temperature (2 m above ground) as well as the precipitation of the AoI since the end of the LIA was determined. For the corresponding dynamic downscaling of climate data (from 1850 to 2015), the Advanced Research Version of the Weather Research and Forecasting (ARW-WRF) model (version 4.3) was used [54]. Therefore, the 20th Century Reanalysis version 3 (20CRv3) dataset was used as input [55–57]. To perform the simulations, the physical and dynamic options proposed by Collier and Mölg [58] were used (Appendix C, Table A5). In addition, the Noah land surface model, the Eta values of Collier et al. [59] and the 24 land use categories of the United States Geological Survey (USGS) were applied. Finally, simulated temperature data with a temporal and spatial resolution of one hour and two km respectively could be generated. For the subsequent period from 2016 to 2020, the ERA5 reanalysis dataset Hersbach et al. [60] was used, available with a temporal and spatial resolution of one hour and 55 × 55 km. The corresponding temperature data was extracted using the centre of the AoI (Figure 1). Additionally, an elevation correction of the temperature data was applied. The five years running mean of the average annual temperature and sum of summer (Mid-April to mid-October of each year) as well as winter precipitation (Mid-October to mid-April of each year) were used for the statistical analysis of the development of the land cover types.

3.5. Statistical Analysis of Land Cover Changes

For getting an information if there are other variables than the morphodynamic influencing the development of the land cover types on lateral moraines in the long-term, we performed a beta-regression using the package *betareg* [61] which is the suitable method for proportions. Therefore, the proportions have to be converted into values between zero and one using the formula $\frac{y*(n-1)+0.5}{n}$ [62] where y is the proportion, and n the sample size. We used the variables age (years to the end of the observation period), amount of glacier per year (*gla*), the mean annual temperature (*temp*), the sum of summer (*pre_sum*) and winter precipitation (*pre_win*), and the amount of the more stable areas within the AoI (*inact*) for every year as independent variables. The equation for the different land cover types was the same and is shown in the following equation:

$$g(E[y^{type}]) = \beta_0 + \beta_1 age + \beta_2 gla + \beta_3 temp + \beta_4 pre_sum + \beta_5 pre_win + \beta_6 inact + \varepsilon$$

where $g(\cdot)$ is the link function (logit link) and $E[\cdot]$ the expectation; y^{type} the transformed ratio of the land cover type following a beta distribution; β_0 is the overall intercept, the β_s capture the effects, and ε is the remainder noise.

4. Results

4.1. Long-Term Morphodynamic Development

While the AoI was fully glaciated at the end of the LIA, the glacier melted completely over the years 1890, 1907, ~1930, by ~1940 (Figures 5 and 6; Appendix D, Table A6). From 1890 (5.1%) to 2020 (47.7%), there is an (almost) constant increase in the area of the (initial) gully system (Figure 5 and 6; Appendix D, Table A6; Appendix E, Figures A3 and A4). However, between 1970 and 1982, there is a decrease (from 43.61% to 42.23% of the total AoI) in the extent of the mapped gully system (Appendix D, Table A6). Due to erosion processes, debris cones were formed at the glacier margin, which were visible from 1907 onwards and disappeared from the AoI by 1953 (Proportion of accumulated debris in 1907: 18.4%, ~1930: 23.9%, ~1940: 35%). The area defined as geomorphologically not active (more stable) is subject to greater variations. In the beginning (1890) with a high proportion (of 53.7%), this area expanded (almost) continuously until 1983 (60%) before it decreased again until 2020 (52.3%). In 2020, the gully system (47.7%) and the geomorphologically not active area (52.3%) had approximately the same share of area.

The initial gully system, already visible in 1890, had formed on the area exposed by the glacier until then (Figure 6). Between 1890 and 1953 the size of the (initial) gully system increased subsequently. These areas previously not detected as impacted by erosion, developed into gullies over time. Gullies were formed on previous area of the debris cone (sediment accumulation at the glacier margin) which was transported downslope on the melting glacier. Due to a strong headcut retreat, the size of the gully system increased (almost) continuously from 1953 to 2020, so that formerly geomorphologically not active areas became active. However, it is also evident that areas mapped as active gully system can certainly become stable again (throughout the investigation period) (Figure 6).

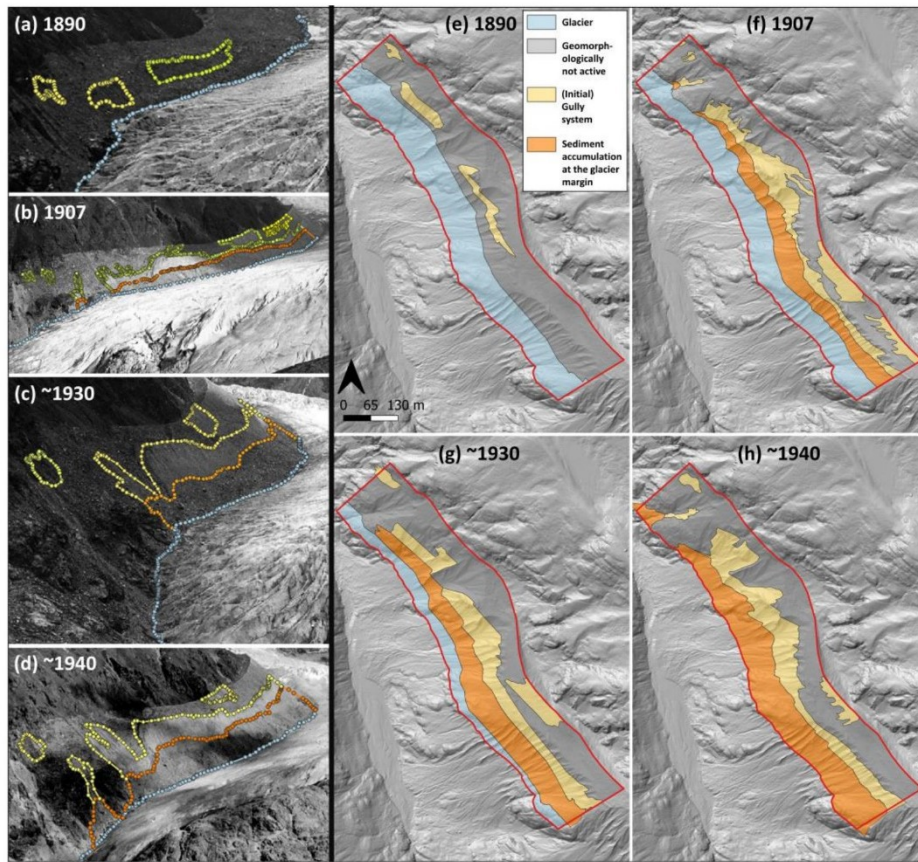


Figure 5. Mapping of the different surface types (morphodynamic mapping), in the historical terrestrial photos (a–d) and the corresponding visualisation of the extracted georeferenced vector data sets on a 2017 digital elevation model (DEM) (e–h). In (e–h) the red polygon indicates the AoI.

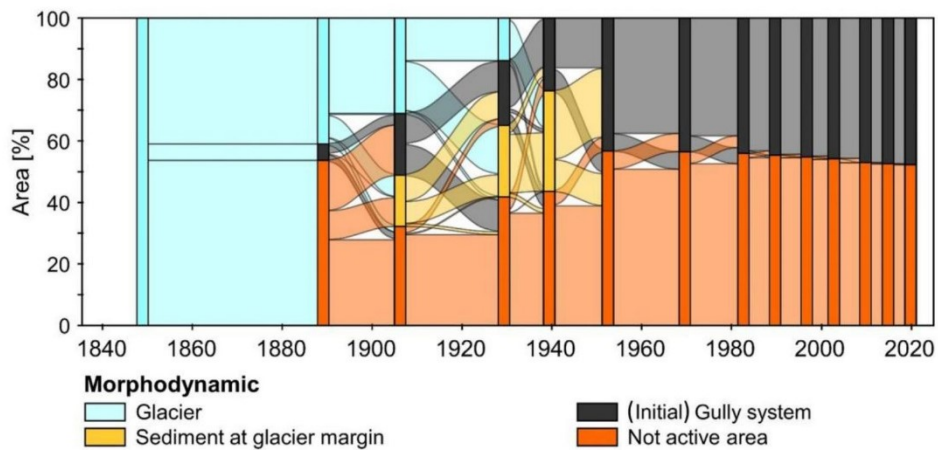


Figure 6. Changes in morphodynamic types of the AoI from 1890 to 2020 (For reasons of visualisation, the 1969 and 1982 mappings were excluded from this figure, which can be, however, found in the Appendix D, Table A6).

4.2. Long-Term Development of the Land-Cover Types

The entire AoI was covered by glaciers at the end of the LIA (Figures 7 and 8 and Appendix D, Table A7). Until 1890 a small part was covered by bedrock (0.6%), the largest part by scree slope (46.5%), and further small parts to scree community with a low cover of vegetation (9.6%), alpine grassland (1.7%) and even dwarf shrubs (0.6%) (Figures 7 and 8; Appendix D, Table A7). From ~1940 onwards, many of the scree slope stabilised and primary succession took place. As a result, the proportion of areas at the expense of scree slope communities, alpine grassland and dwarf shrubs increased to about 72.88% (Appendix E, Figures A5 and A6). This share remained largely stable until 1990, but then there was another massive increase in scree slope. This indicates a renewed dynamic in these areas (Figure 8; Appendix D, Figure A2, Tables A7 and A8). Mostly, these were alpine grasslands and scree communities that underwent a transition back into scree slopes. To a smaller extent, however, dwarf shrub communities were also affected (Figure 8; Appendix D, Figure A2, Tables A7 and A8). The dispersal of wetlands, shrubs and trees/woodland started in 1953 and reached together until 2020 a proportion of 0.9% (Figure 8; Appendix D, Figure A2, Tables A7 and A8; Appendix E, Figures A5 and A6).

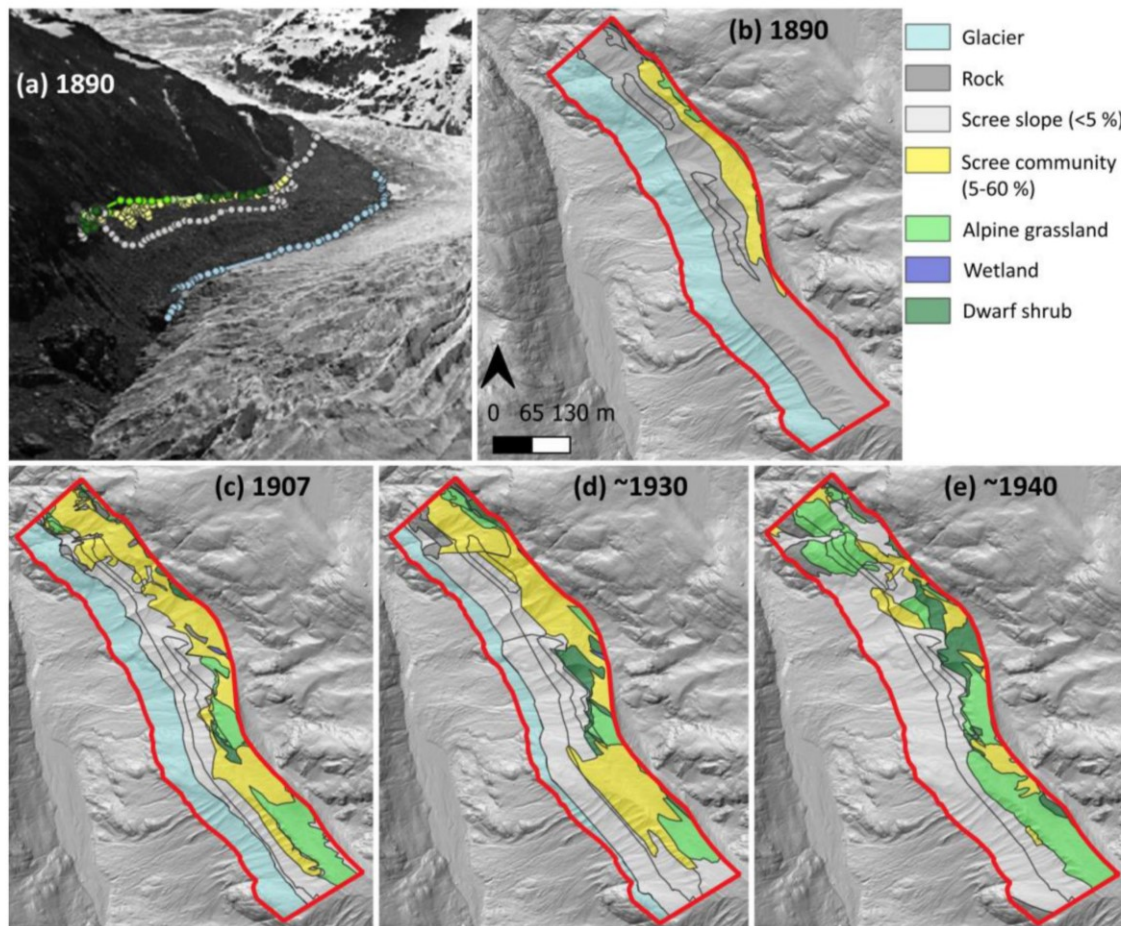


Figure 7. Example of the mapping of the different land-cover types of the year (a) 1890 in the historical terrestrial photo and (b–e) the corresponding visualisation of the extracted vector datasets on the 2017 DEM in QGIS (version 3.16.7). The red line indicates the area of interest (AoI).

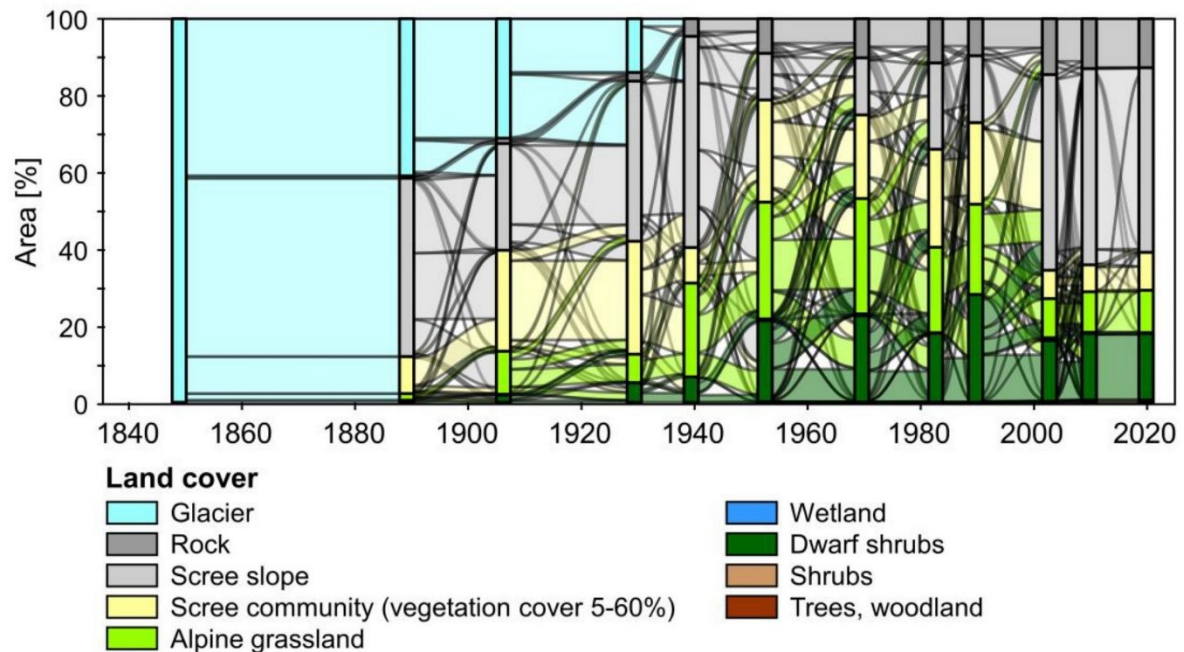


Figure 8. Development of land-cover types from the end of the Little Ice Age to 2020.

4.3. Development of Land-Cover Types in Geomorphologically Active and Not Active Areas

The development of the land-cover types within the gully systems as well as in the geomorphologically inactive (more stable) areas showed clear differences. The active gully systems were mainly characterised by scree slope (Figure 9a). However, due to the expansion of different vegetation types, these declined until 1953 (100 to 23.7%). After a strong decline from 1907 to 1940 (40.8 to 11.7%), mainly scree communities increased until 1990 (11.7 to 38.6%) (Figure 9b). Alpine grasslands and dwarf shrubs spread from 1907 (8%/0.2%) until 1953 (23.6%/19%) before declining again until 1990 (11.2%/13%) (Figure 9c,d). Between 1990 and 2003, a strong expansion of scree slope area (35.3% to 92.2%) is evident and a simultaneously strong decline of scree slope communities (38.6% to 3.5%), alpine grassland (11.2 to 1.3%) and dwarf shrubs (13 to 1.7%) (Figure 9c,d). Between 2003 and 2020, a slow increase in scree communities (3.5 to 10.6%) (Figure 9b) and alpine grassland (1.3 to 2.6%) (Figure 9c) can be observed, accompanied by a decline in scree slope areas (92.9 to 84.4%). Dwarf shrubs have remained at a similar level during this epoch (1.7 to 1.4%) (Figure 9d).

The geomorphologically non-active area (more stable) had clearly higher proportions of land-cover types, except scree slope (Figure 9a–d). Scree slope decreased strongly from 1890 (76.7%) to 1907 (5.9%) and, with some fluctuations, always remained below 20% until 2020 (Figure 9a). Scree communities increased clearly from 1890 to 1907 (18% to 54.6%) before decreasing strongly with fluctuations until 2020 (9.2%) (Figure 9b). Alpine grasslands also increased from 1890 to 1940 (from 3.2% to 52.6%) before also decreasing with variation by 2020 (18.8%) (Figure 9c). Dwarf shrubs increased almost continuously from 1890 to 2020 (from 1.1% to 31.8%), with the largest area in 1990 (40.2%) (Figure 9d).

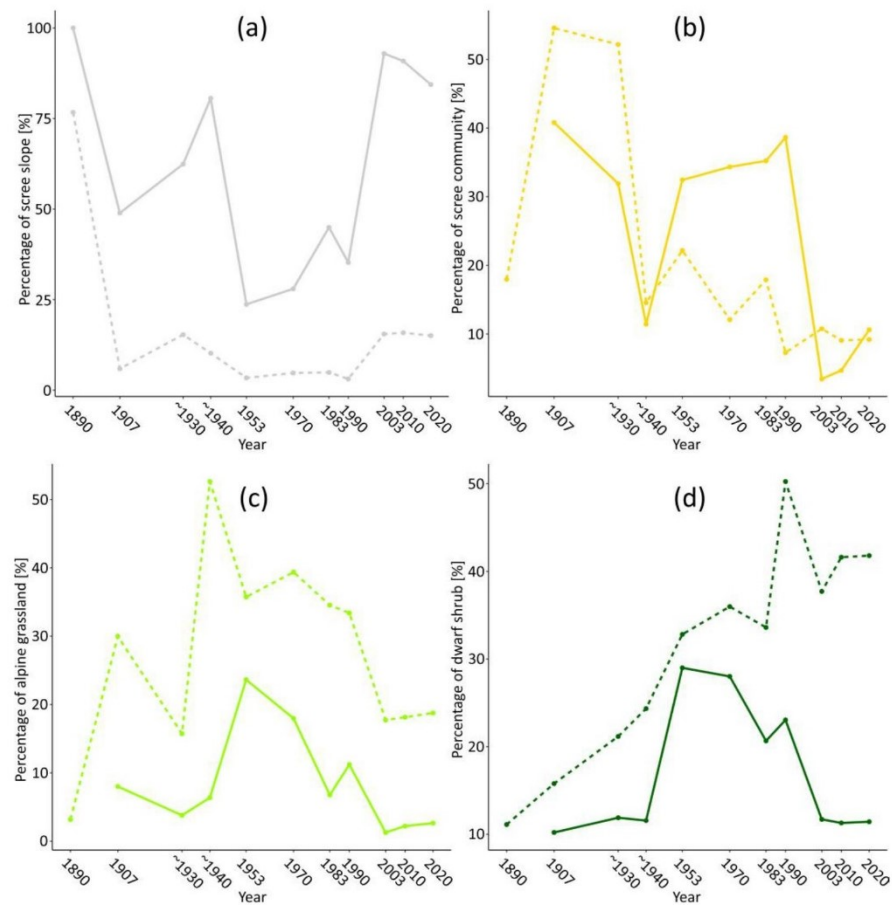


Figure 9. Change in the proportion of the land-cover types within the gully systems (solid line) and non-active areas (dashed line) (a) scree slope, (b) scree community, (c) alpine grassland and (d) dwarf shrub.

4.4. Land-Cover Change in Context with Morphodynamic and Meteorological Data

Figure 10 shows the running mean of the annual air temperature (2 m above ground) and the sums of the annual precipitation since 1850.

The analysis showed that the amount of glacier had only an impact on higher developed land-cover types. All analysed land-cover types except the dwarf shrubs were influenced by temperature. Summer and winter precipitation influenced the less developed land-cover types. The effect of age (years since observation) had a significant negative effect on scree slope ($p = 0.038$) and the amount of glacier per year was only significant for the land-cover types alpine grassland and dwarf shrub ($p < 0.001$ and $p = 0.003$, respectively) (Table 4). Temperature had a significant positive effect on scree slope ($p < 0.001$) and a significant negative effect on the land-cover types scree community ($p = 0.002$) alpine grassland ($p = 0.006$) (Table 4). Land cover types were also affected by summer precipitation with a significant negative effect on scree slope ($p = 0.013$) and a significant positive one on scree community ($p = 0.041$), respectively. Winter precipitation influenced scree slope significantly positive ($p = 0.004$) and scree community negative ($p = 0.005$) (Table 4). Concerning the morphodynamic more stable areas, we observed only a significant positive effect for dwarf shrubs (Table 4). The other three land-cover types were not significantly affected by the morphodynamic more stable areas. For the four analysed land-cover types the pseud

R^2 was high (0.718, 0.728, 0.872, and 0.912, respectively). Also, the precision parameter (ϕ) was good for all four models (Table 4).

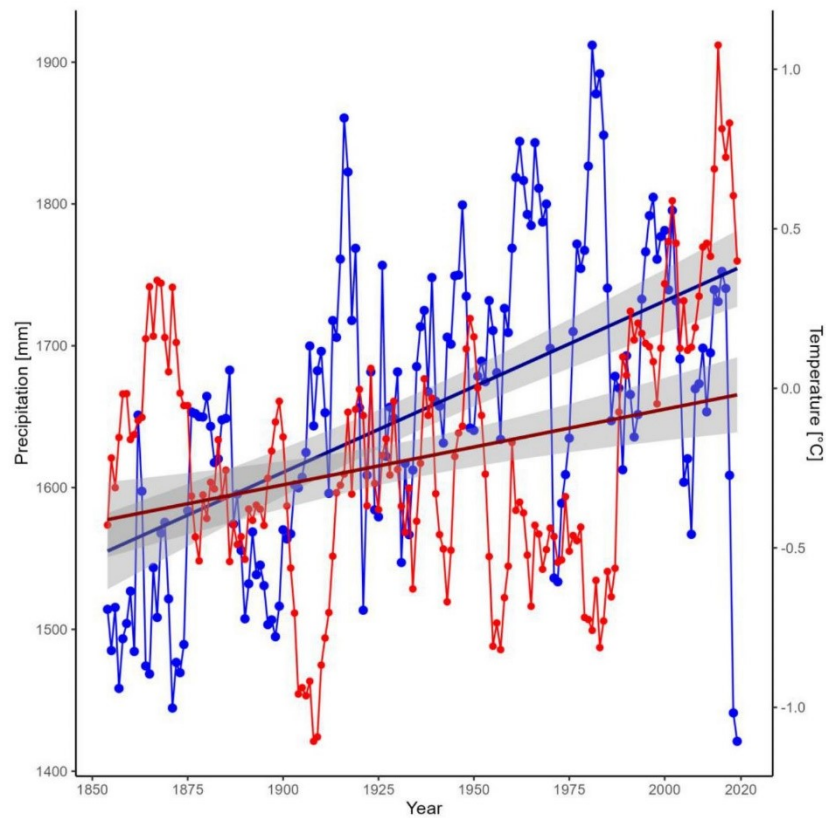


Figure 10. Development of the five years running mean of the mean annual air temperature (red; 2 m above ground) and five years running mean of the sums of the annual precipitation (blue) of the AoI between 1850 and 2020 with corresponding trend lines for the entire epoch (thick line). The 95% confidence interval is included (grey).

Table 4. Effects of the years since observation (age), the glacier retreat (gla), the five years running mean temperature (temp), of the five years running mean summer precipitation (pre_sum) and the five years running mean winter precipitation (pre_win), and more stable areas within the AoI (inact) on the main land-cover types. Estimates (est.), standard errors (se), and p -values (p) for the independent variables, and ϕ are shown (p -values below 0.05 are in bold).

	Scree Slope			Scree Community			Alpine Grassland			Dwarf Shrub		
	est.	se	p	est.	se	p	est.	se	p	est.	se	p
Intercept	−9.940	4.255	0.019	7.614	3.908	0.051	2.466	3.326	0.458	0.082	2.962	0.978
age	0.014	0.007	0.038	−0.006	0.006	0.316	0.005	0.005	0.344	−0.007	0.005	0.147
gla	−0.009	0.015	0.560	0.004	0.015	0.794	−0.071	0.013	<0.001	−0.047	0.016	0.003
temp	2.267	0.476	<0.001	−1.408	0.445	0.002	−1.034	0.375	0.006	−0.355	0.307	0.249
pre_sum	−0.003	0.001	0.013	0.003	0.001	0.041	−0.005	0.003	0.139	0.001	0.001	0.222
pre_win	0.015	0.005	0.004	−0.012	0.004	0.005	0.000	0.001	0.900	−0.006	0.003	0.067
inact	−0.026	0.017	0.123	−0.021	0.016	0.206	0.000	0.019	0.981	0.046	0.022	0.033
ϕ	38.100	16.090	0.018	63.090	26.840	0.019	98.580	42.070	0.019	158.690	68.130	0.020
R^2	0.718			0.728			0.872			0.912		

5. Discussion

5.1. Assessment of Technical Uncertainties and Errors

The accuracy and precision of the digital monoplotted results are influenced by several factors [21–26,28–32] including the distribution and number of the GCPs, the accuracy and precision of the DTM, the accuracy of the estimated camera parameters (interior and exterior orientation of the camera) and the angle of incidence between the image ray and the DTM. Furthermore, the quality of the historical terrestrial photos is not comparable to modern photos (e.g., lens distortion), further reduced by the way they were stored in the archives (e.g., stains, scratches), influencing the potentially achievable accuracy. When selecting the GCPs, we made sure to identify only terrain points in stable areas, further avoiding the highly dynamic proglacial area as much as possible, except for example rocky outcrops. Despite these restrictions, it was possible to identify more than 10 GCPs for each camera, distributed over the entire image. The use of a current (3D) object space (in this case the DTM 2017 (1 m)) and a historical terrestrial photo (from 1890 onwards) can also lead to errors in the mapping, as the mapping was carried out on the historical terrestrial photos, but the current surface might have changed considerably due to erosion processes such as landslides and debris flows [28,29]. This could be remedied by DTMs that are much closer in time to the historical terrestrial photos and thus possibly contain less changes in the surface topography, however, no corresponding DTM exists from this early period. Due to the strong surface changes on the AoI, especially due to the incision of the gullies, throughout the study period, there is strong shadowing of the georeferenced orthophotos based on the terrestrial photos, especially of the 1890 and ~1930 image (due to the low angle of incidence), as can be seen in Figure 5.

To estimate the spatial error of the GCPs, the corresponding theoretical 3D error was computed. This was calculated using the Euclidean distance between the user defined GCPs and the GCPs calculated by monoplotted. The determined error values of the GCPs show high variability. It ranges from minimum values of a few centimetres to maximum values of several tens of metres, although in extreme cases several hundred metres, or no value at all, could be reached, while the median of the GCPs of the four historical photos ranged from 3.5 to 17.5 m (Tables 5, A3 and A4). The extreme cases occurred only at the top of hills or mountains where the calculated point was computed on the opposite slope or not at all (1890 photo: GCP numbers 2, 3 and 11 in Figure 3b and in Appendix B, Table A2 and ~1930 photo: GCP number 8 in Appendix B, Table A4).

Table 5. Minimum value, maximum value and median of the theoretical 3D error of the corresponding photos: The complete values can be found in Appendix B, Tables A3 and A4.

Year	Number of GCPs	Minimum [m]	Maximum [m]	Average (Median) Monoplotted Accuracy (RMSE) [m]
1890	13	1.1	877.7	17.5
1907	12	0.2	62.3	9.1
~1930	13	0.3	23.7	3.5
~1940	12	0.8	15.5	4.1

The height above ground of the determined camera locations shows heights of 1.0 or 3.2 m, but also up to 12.3 and 13.7 m (Table 3), whereby the steep slopes of the location where the photos were taken play an important role, as a horizontal shift can quickly add up to a few metres in height. In any case, the determined coordinates of the camera locations mostly have an accuracy of a few decimetres to metres (up to a maximum of 7.3 m) (Table 3), which means that we consider the calculated camera locations to be acceptable. Bozzini et al. [21] show a theoretical 3D error of less than 10 m respectively less than 5 m for the prototype version of the WSL tool, if all basic requirements like a high image quality, a good distribution of control points, a DTM with high resolution and a good camera

calibration are considered. Nevertheless, under optimal conditions, accuracies of less than one metre to decimetres are possible [22]. Conedera et al. [29,30] and Scapozza et al. [32] also report a possible spatial (3D) error of less than one metre (up to several metres) under optimal conditions, although even within the same photo higher errors can occur in flatter versus steeper areas due to the different angle of incidence.

Studies using photos from the Mountain Legacy Project [23,25] show clearly higher error values, but these studies used photos that cover larger and wider areas in high mountain regions (Rocky Mountains, Canada). Therefore, they are prone to higher error values (similar to the photos from the SEHAG project used in this study), as the accuracy decreases with increasing distance from the camera, due to the uncertainties in the orientation (angle). Stockdale et al. [23] show that especially the angle of incidence is of high importance, but that also the distance to the camera plays an important role, as it is difficult to set GCPs that have a very long distance, such as mountain peaks several kilometres away. In addition, we consider the angles of incidence in our study on the AoI to be high and therefore acceptable, due to the elevated position of the photo locations on the opposite slope and the steep slope of the lateral moraine itself. McCaffrey and Hopkinson [25] give a mean error vector length (between test points) of 23.9 m (range from 2 to 63.8 m) and a landscape level displacement of 7 m using seven photos. After removing two outliers, corresponding values of 16.5 m and 5.9 m were obtained, which are comparable to the values of Stockdale et al. [23] with 14.4 m and 2.9 m, respectively.

5.2. *Opportunities and Limitations*

While aerial photographs show an area-wide coverage of the surface, for terrestrial photographs, due to the oblique viewing geometry in combination with the complex topography especially in high mountain regions, some areas within the field of view cannot be observed due to occlusion [28]. We can confirm this, as the AoI is limited to a small area in the upper part of the lateral moraine. In the south-eastern part, the AoI is limited due to the curved topography of the lateral moraine, and in the north-western part, the AoI ends because rock exposures occurred on the slope (mainly in ~1930 and ~1940) and the mapping of the (initial) gully systems in several areas was not possible anymore due to the shadowing effect. While the upper boundary of the AoI was defined by the maximum glacier extent at the end of the LIA, the lower boundary was defined by the glacier extent in ~1940, so that a focus was placed on the erosion area in the upper part of the lateral moraine. This shows that although it is possible to map different surface types in high mountain regions using this approach, it can only be applied locally, and not over a wide area as with aerial photographs. While larger areas could be analysed with a greater number of historical terrestrial photos, these are usually available to a very limited extent and the identification of potential photos in the archives is time consuming. With very steep rock faces, however, aerial photos can reach their limits and the advantages of terrestrial photos can outweigh them, as due to the oblique geometry the angle of incidence is correspondingly higher [28]. Nevertheless, and most importantly, due to their temporal coverage into the 19th century, these photos provide a unique source for quantifying the change of different surface types in proglacial areas.

However, manual mapping is challenging and therefore prone to error. To minimise interpretation errors, only photos of good quality (e.g., photographic glass plates) and taken from a short distance from the AoI were selected, meaning that some photos that would have been available were not included in the analysis. Concerning the mapping of land-cover types, there exists a limitation by the quality of the photos and difficulties in mapping on black-white photos. Therefore, small errors of the mapping of the different land cover types may also be due to quality and difficulties in differentiation of the black-white photos and also by interpretation of the areas with shadow. By using a regressive-iterative approach the number of errors can be reduced as an unlikely sequence can be better detected. Due to the remote sensing data used (terrestrial photos and aerial photographs), it was not possible for us to identify individual species and to reconstruct them accordingly

over the entire period. Nevertheless, based on field data collected in 2020, we can specialize the scree slope, scree community, alpine grassland, and dwarf shrub in more detail (Table 3).

5.3. Development of the Morphodynamic and Land-Cover Changes

The use of individual historical oblique photos by monoplotted has shown that it is possible to determine the changing extents of different surface types between the end of the LIA and the mid-20th century, thus quantifying to a certain point the approximately 100-year unknown initial response of surfaces to glacier retreat of proglacial areas, demonstrating the immense value of these photographs. By continuing the mapping using georeferenced orthophotos from the middle of the 20th century onwards and ensuring the compatibility of both mapping approaches, it was possible to continue this until 2020, covering a total period of 130 years. The results of the mapping of the upper lateral moraine section show a correspondingly high dynamic in recent decades. Also, for land-cover maps the development in the AoI was highly dynamic.

5.3.1. Morphodynamic Area

The mapping shows a continuous melting of the glacier from the end of LIA until ~1940. Although the visible glacier extents were mapped (and the lower surface determined as glacier), it must be assumed that the debris deposits on the glacier cover some parts of the glacier margin and thus the actual glacier extent is underestimated. However, this problem occurs in all terrestrial photographs (but mainly from 1907 to ~1940). This is evident in Figure 1, where the ~1940 (lower border of the AoI) and 1953 glacier extent overlap at two points, but the 1953 glacier extent is based on a DoD mapping (DEMs from 1970 and 1953) where volume changes were used to determine the full glacier extent even under debris deposits. Also, several studies show the occurrence of dead ice in this slope [4,5,20], at least until 1983 [20], which influenced the development of the erosion area for decades.

Although, an (almost) continuous increase in the area of the gully system within the AoI was observed from the end of LIA until 2020, several studies show a clear decrease in the corresponding erosion rate (based on quantitative volume data derived by DoDs) on the same slope, such as Altmann et al. [4] from the 1970s or Betz-Nutz et al. [5], Piermattei et al. [20] and Altmann et al. [6] from the 1950s onwards to present. However, between 1970 and 1982, there is a decrease in the extent of the gully system (Appendix D, Table A6), due to a part of an erosion area, previously (1971) mapped as geomorphologically active, which in turn were mapped in 1982 as bare rock and thus not geomorphologically active anymore (Appendix D, Table A6). Since several rocks were exposed over the entire period, this phenomenon occurs several times, but only predominates in the example mentioned. The geomorphologically inactive area was separated as well as possible from the (initial) gully system, although it cannot be excluded that some material was mobilised in the inactive area. Nevertheless, the (initial) gully system is well visible and was mapped due to its linear erosion form.

5.3.2. Land-Cover Types

The massive increase in scree slope between 1907 and 1930 was mainly caused by the release of new areas by the glacier (Appendix D Figure A2a). In 1953 we observed small flat areas within the gullies with alpine grassland or dwarf shrubs which eroded in the following periods. This can explain the high amount of dwarf shrubs and alpine grassland in 1953. The small flat areas with vegetation might be due to gliding down of whole areas with vegetation and erosion between vegetated areas. The detected large increase in alpine grassland, especially in the accumulation area might also be due to the glide down of larger parts in its entirety. The small flatter areas with denser vegetation eroded within the next periods. The clear decrease in higher developed land-cover types (mainly alpine grassland, and dwarf shrubs) as well as scree community and the accompanied increase in scree slope between 1990 and 2003 can be explained by the impact of geomorphic processes on the emergent and developing vegetation. For example the large-scale (wide

area) erosion processes within the gully systems, as seen in a DoD of our AoI published by Piermattei et al. [20] between 1997 and 2003, have covered the upcoming vegetation. From 2003 (until 2020), a very slow increase in these land-cover types (scree community, alpine grassland and dwarf shrubs) can be observed again. The AoI experiences clearly less geomorphic activity during these epochs [20]. In the period 2010 to 2020 we could observe further stabilisation with mainly an evolution from the scree slope to scree community and less changes for the other land-cover types.

There was nearly no comparable mapping for land-cover types found in literature, except the one by Hohensinner et al. [18]. However, in contrast to this study, they used historical maps for the long-term mapping rather than historical terrestrial photos, which, however, achieves a much lower spatial resolution. Using historical maps can cause problems in high elevations, especially above the timberline due to lower resolution and is therefore not appropriate for analysis on a small scale as these maps are often drawn at a coarser scale. The problems concerning scale, projection system, and reference points for elevation calculation as well as the precision during the field surveys and the accuracy are shown by Stäuble et al. [63].

Although morphodynamic activity highly influences land-cover development, the increase in alpine grassland and dwarf shrub might be due to the increasing temperature since the 1980s and faster change since 2011 as shown by Knoflach et al. [17], but it seems that the morphodynamic processes influence vegetation development more than the increasing temperature due to climate change. In contrast to Eichel et al. [14] we could only observe slope stabilisation when the morphodynamic activity already decreased.

6. Conclusions

To analyse quantitative landscape changes in the European Alps, mapping of different surface types, for example, can be carried out using georeferenced orthophotos based on aerial photos. However, the corresponding aerial photo series only extends up to about half of the 20th century, which limits the research design of many studies in time. Using digital monoplotted, it is possible to extend the time frame of mapping studies analysing landscape changes in high alpine geosystems using single terrestrial oblique photos by several decades into the late 19th and first half of the 20th century. By linking a single image to a 3D object space, quantitative analysis is possible by enabling real surface measurements of different image contents. Using several historical terrestrial oblique photographs from 1890 onwards (to ~1940) and georeferenced orthophotos based on aerial photos from 1953 to 2020, we show by mapping the quantitative changes of different surface types of a LIA lateral moraine section. The main conclusions of this study are listed below:

- Using the monoplotted approach, it was possible to extend the temporal scope of a quantitative mapping study based on historical terrestrial oblique photographs within a proglacial area into the second half of the 19th century (1890), covering a total study period of over 130 years (1890–2020). This shows that the different orthophotos (based on terrestrial photos and aerial photographs) can be combined in a productive manner.
- The (initial) gully systems expanded (almost) continuously since 1890 (respectively since the end of the LIA). However, several studies show that the erosion volume (mean annual erosion rate), between the 1950s/1970s and today, on the same slope is decreasing.
- The vegetation covered areas show a clear increase within the AoI from 1890 (respectively since the end of the LIA) to 1953, as mainly scree communities (vegetation cover 5–60%), alpine grassland and dwarf shrubs expand. From 1953 to 2020, vegetation covered areas are clearly reduced as the scree expand again due to erosion processes. Especially in this epoch, rocks within the lateral moraine were also exposed. Land-cover types are clearly less developed in the active gully system than in the geomorphologically non-active areas, as erosion processes deplete or cover corresponding vegetated areas. The development of land-cover types is also significantly influenced by temperature and precipitation changes.

- The approach of this study allows a better analysis of the paraglacial adjustment process, as in particular the early phase of the lateral moraine's response to the ice loss can be determined and thus the initial gully formation as well as the development of the land-cover types can be detected, which previously remained unclear.

However, the digital monoplotted approach is highly dependent on the availability, number and quality of the corresponding historical oblique photos, and shadowing effects in high alpine regions can quickly lead to corresponding limits. Nevertheless, the study shows the enormous potential of these photos. Therefore, we encourage scientists to conduct further long-term studies using digital monoplotted with terrestrial historical oblique photos to better reconstruct corresponding climate change consequences in high alpine geosystems.

Author Contributions: Conceptualization, M.A., K.R., F.H., E.T. and M.B.; methodology, M.A., S.M.-F., K.R., M.P., J.R., F.F., T.H. (Toni Himmelstoß), F.H., T.H. (Tobias Heckmann), N.P., C.R., E.T. and M.B.; software, M.A., S.M.-F., K.R., M.P., N.P. and C.R.; formal analysis, M.A., K.R. and M.P.; investigation, M.A., K.R. and M.P.; data curation, M.A., K.R. and M.P.; writing—original draft preparation, M.A. and K.R.; writing—review and editing, M.A., S.M.-F., K.R., M.P., J.R., F.F., F.H., T.H. (Toni Himmelstoß) and E.T.; visualization, M.A., K.R., M.P. and E.T.; supervision, F.H., E.T., N.P. and M.B.; project administration, F.H., T.H. (Tobias Heckmann), E.T. and M.B.; funding acquisition, F.H., T.H. (Tobias Heckmann), E.T. and M.B. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: The study was part of the SEHAG project ("Sensitivity of High Alpine Geosystems to climate change since 1850") and financially supported by the German Research Foundation (DFG) project number 3,942,00609, the Austrian Science Fund (FWF) and the Autonomous Province of Bozen/Bolzano, South Tyrol (Grant numbers: BE 1118/38-1, BE 1118/39-1, BE 1118/40-1, HA 5740/10-1, HE 5747/6-1, ER 905/1-1, MA 6966/4-1, LA 4426/1-1, 4062-N29 and IT-DFG 781,607).

Data Availability Statement: Aerial photos have been provided by the *Federal Office of Metrology and Surveying of Austria, Vienna* (BEV) and the Department of Geoinformation of the Province of Tyrol (Innsbruck, Austria). The orthophoto 2020 was downloaded from the Department of Geoinformation of the Province of Tyrol (TIRIS maps, <https://tiris.maps.arcgis.com/home/index.html>, accessed on 2 May 2022). The historical oblique photos have been made available by the archive of the German and Austrian Alpine Club (1890 und 1907) as well as by Martin Frey (~1930 und ~1940), a local chronicler in the Kauner Valley. The DEM 2017, which is based on airborne LiDAR data, comes from an own field campaign of the Chair of Physical Geography of the University of Eichstätt-Ingolstadt. The meteorological data were generated within the SEHAG project ("Sensitivity of High Alpine Geosystems to Climate Change since 1850"). The data can be requested from the authors.

Acknowledgments: We would like to thank the German Research Foundation (DFG), the Austrian Science Fund (FWF), and the Autonomous Province of Bozen/Bolzano, South Tyrol for their financial support. We would also like to thank the Federal Office of Metrology and Surveying (BEV, Vienna, Austria) and the Department of Geoinformation of the Province of Tyrol (Innsbruck, Austria) for providing the aerial photographs. Furthermore, we would like to thank the Archive of the German Alpine Club and Martin Frey, a local chronicler of the Kaunertal, for providing the historical terrestrial oblique photos of the Gepatsch glacier.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest. The funders had no role in the design of the study; in the collection, analyses, or interpretation of data; in the writing of the manuscript; or in the decision to publish the results.

Appendix A

Table A1. Attributes of historical and current aerial photos.

Year of Recording	Source/ Purpose and Designation	Photos 1	Camera Model, Band	Focal Length [mm]	Flying Altitude [m a.s.l.]	Type/Scanning Resolution [μm]	Result	Resolution Orthophoto [m]
5 June/31 August and 8 September 1953 ²	BEV/Forest condition estimation, C	124	Wild RC5, BW	210.1	ca. 3330	film/15	Orthophoto	0.23
7 October 1969	BEV/Austrian Glacier Overall Survey	23	Wild RC5/RC8, BW	152.0	ca. 3450	film/15	Orthophoto	0.5
29 September 1970	Land Tirol/Overall flight Tyrol	26	Wild RC5/RC8	210.4	ca. 8665	film/12	Orthophoto	0.2
18 August 1971	Land Tirol/Overall flight Tyrol	91	Wild RC5/RC8, BW	209.5	ca. 3080	film/12	Orthophoto	0.2
14 September 1982	BEV/High Flight Tyrol/80	34	Wild RC10, BW	152.6	ca. 6090	film/15	Orthophoto	0.5
24 September 1983	BEV/Kaunertal	7	Wild RC10, BW	152.6	ca. 4840	film/15	Orthophoto	0.4
10 October 1990	BEV/KF 171–173	35	Wild RC10, BW	152.6	ca. 5850	film/15	Orthophoto	0.53
11 September 1997	BEV/KF 173	25	Wild RC10, BW	152.7	ca. 6010	film/15	Orthophoto	0.55
5 September 2003	BEV/Ötztaler Alpen/Oberinntal	59	N/A, RGB	305.1	ca. 4800	film/15	Orthophoto	0.35
31 July 2010	Land Tirol/Reutte-Sölden	413	N/A, RGBN	—	ca. 2870	digital	Orthophoto	0.2
5 October 2015	Land Tirol/Landeck	94	UltraCamX, RGBN	—	ca. 3250	digital	Orthophoto	0.4
8 September 2020 ³	Land Tirol/Landeck	N/A	N/A, N/A	—	N/A	digital	Orthophoto	0.2

¹ Photos were used to process the entire catchment of the upper Kaunertal. ² Data set were processed into one orthophoto, ³ the Province of Tyrol (Office of the Provincial Government of Tyrol/Department of Geoinformation) provided the orthophoto as download (<https://www.tirol.gv.at/sicherheit/geoinformation/geodaten/orthophotos/>, accessed on 2 May 2022).

Appendix B

Table A2. Attributes of historical terrestrial oblique photos.

Year of Recording	Photographer	Source	Image Medium	Type	Colour	Width and Height [pixel, cm]	Resolution [dpi]	Image Depth [BIT]
1890	N/A	Archive of the ÖAV (Innsbruck, Austria)	Negative glass plate	Digitised	B&W	4607 × 307, 19.5 × 13	600	24
1907	N/A	Archive of the ÖAV (Innsbruck, Austria)	Negative glass plate	Digitised	B&W	4607 × 307, 19.5 × 13	600	24
~1930 (estimated)	N/A	Martin Frey (Local archivist of the Kaunertal)	N/A	Digitised	B&W	9213 × 614, 19.5 × 13	1200	8
~1940 (estimated)	N/A	Martin Frey (Local archivist of the Kaunertal)	N/A	Digitised	B&W	8976 × 614, 19.5 × 13	1200	8

Table A3. Monoplotting accuracy of 1890 and 1907 photos: Coordinates of the user defined GCPs (East, North and Height), by monoplotting calculated GCPs (East monoplotting, North monoplotting and Height monoplotting) and corresponding Euclidean distance as error value (Delta 3D). In two cases, no coordinates could be determined using monoplotting. Used coordinate system: ETRS89/UTM Zone 32N coordinate system (EPSG code: 25832).

Historical Terrestrial Image	GCP Number	East [m]	North [m]	Height [m]	East Monoplotting [m]	North Monoplotting [m]	Height Monoplotting [m]	Delta 3D [m]
1890	1	632,685.9	5,194,046.4	2153.5	632,683.9	5,194,044.5	2154.1	2.8
	2	633,755.7	5,191,665.6	3034.7	-	-	-	-
	3	633,620.1	5,191,552.4	2981.4	-	-	-	-
	4	633,228.3	5,193,382.3	2312.4	633,167.3	5,193,441.0	2303.8	85.1
	5	634,099.5	5,192,196.0	2682.9	634,097.6	5,192,210.5	2673.2	17.5
	6	632,267.2	5,193,552.0	2160.9	632,266.8	5,193,555.0	2159.9	3.1
	7	632,554.6	5,194,113.3	2096.5	632,567.4	5,194,101.5	2097.8	17.5
	8	633,537.9	5,191,990.8	2606.3	633,541.6	5,191,992.0	2607.1	4.0

Table A3. Cont.

Historical Terrestrial Image	GCP Number	East [m]	North [m]	Height [m]	East Monoplotting [m]	North Monoplotting [m]	Height Monoplotting [m]	Delta 3D [m]
	9	632,583.6	5,194,081.1	2104.3	632,588.8	5,194,077.0	2106.9	7.1
	10	631,871.4	5,194,377.8	2176.2	631,870.9	5,194,378.5	2175.4	1.1
	11	631,771.5	5,194,586.7	2221.7	632,450.3	5,194,062.0	2036.3	877.7
	12	633,316.5	5,193,349.7	2371.0	633,286.8	5,193,380.5	2362.6	43.7
	13	635,653.5	5,191,577.7	3079.1	635,650.3	5,191,598.5	3062.5	26.8
1907	1	633,903.8	5,191,802.8	3001.5	633,898.3	5,191,800.5	2996.7	7.7
	2	633,788.7	5,191,703.1	3038.4	633,782.3	5,191,696.0	3033.9	10.6
	3	635,966.8	5,192,804.1	3319.8	635,962.1	5,192,808.0	3308.6	12.8
	4	636,185.9	5,192,836.2	3513.2	636,171.9	5,192,847.5	3495.6	25.1
	5	632,880.3	5,193,919.6	2285.5	632,878.6	5,193,920.0	2283.3	2.8
	6	633,178.7	5,193,634.4	2351.9	633,176.8	5,193,635.5	2350.6	2.6
	7	632,468.7	5,193,780.7	2075.9	632,471.6	5,193,780.0	2078.3	3.8
	8	635,078.2	5,192,954.0	2797.6	635,078.6	5,192,958.5	2795.6	5.0
	9	633,600.1	5,192,238.7	2516.7	633,610.6	5,192,234.0	2524.3	13.8
	10	634,146.5	5,192,466.7	2554.4	634,156.1	5,192,466.0	2559.9	11.1
	11	631,784.8	5,193,797.0	2252.2	631,785.0	5,193,797.0	2252.2	0.2
	12	633,152.3	5,193,425.2	2309.2	633,212.1	5,193,408.5	2314.2	62.3

Table A4. Monoplotting accuracy of ~1930 and ~1940 photos: Coordinates of the user defined CCPs (East, North and Height), by monoplotting calculated CCPs (East monoplotting, North monoplotting and Height monoplotting) and corresponding Euclidean distance as error value (Delta 3D). In two cases, no coordinates could be determined using monoplotting. Used coordinate system: ETRS89/UTM Zone 32N coordinate system (EPSG code: 25832).

Historical Terrestrial Image	GCP Number	East [m]	North [m]	Height [m]	East Monoplotting [m]	North Monoplotting [m]	Height Monoplotting [m]	Delta 3D [m]
~1930	1	632,555.5	5,194,112.2	2096.4	632,552.9	5,194,114.5	2095.2	3.8
	2	632,594.4	5,194,061.4	2108.8	632,594.6	5,194,061.0	2108.8	0.5
	3	633,263.0	5,193,341.0	2327.6	633,252.7	5,193,351.0	2323.6	14.9
	4	632,279.4	5,193,591.3	2136.4	632,279.9	5,193,590.0	2136.4	1.4
	5	633,775.0	5,191,663.0	3040.9	633,772.8	5,191,664.5	3039.1	3.2
	6	632,502.6	5,193,815.5	2074.7	632,501.0	5,193,815.5	2073.4	2.1
	7	632,460.0	5,194,170.6	2072.8	632,460.6	5,194,170.5	2072.6	0.7
	8	636,614.9	5,190,978.5	3546.9	-	-	-	-
	9	632,432.6	5,193,770.2	2050.1	632,432.6	5,193,770.0	2050.3	0.3
	10	633,259.8	5,192,088.3	2412.6	633,251.1	5,192,106.0	2399.5	23.7
	11	633,628.1	5,191,548.1	2986.9	633,625.8	5,191,557.5	2979.1	12.4
	12	633,272.8	5,193,521.1	2400.0	633,272.2	5,193,516.5	2402.6	5.3
~1940	1	633,820.9	5,192,338.5	2502.0	633,804.7	5,192,349.0	2491.6	22.0
	2	632,544.0	5,193,660.3	2126.0	632,542.9	5,193,664.5	2125.4	4.4
	3	636,190.2	5,192,839.9	3516.1	636,189.6	5,192,840.0	3516.8	0.9
	4	633,563.4	5,191,691.1	2790.6	633,563.2	5,191,678.5	2799.6	15.5
	5	632,299.4	5,193,577.7	2142.1	632,298.3	5,193,576.0	2142.4	2.1
	6	633,535.3	5,191,986.0	2607.7	633,533.6	5,191,999.0	2600.8	14.8
	7	633,665.8	5,193,738.3	2565.9	633,663.6	5,193,733.5	2567.9	5.6
	8	633,151.3	5,193,427.7	2309.2	633,147.5	5,193,432.5	2307.7	6.3
	9	633,327.3	5,193,333.1	2382.1	633,325.4	5,193,341.0	2378.7	8.8
	10	632,325.2	5,193,633.5	2105.9	632,325.8	5,193,633.0	2106.0	0.8
	11	633,904.9	5,191,943.1	2873.0	633,907.3	5,191,941.0	2875.3	3.9
	12	632,436.5	5,193,736.9	2073.9	632,436.7	5,193,735.0	2074.4	2.0

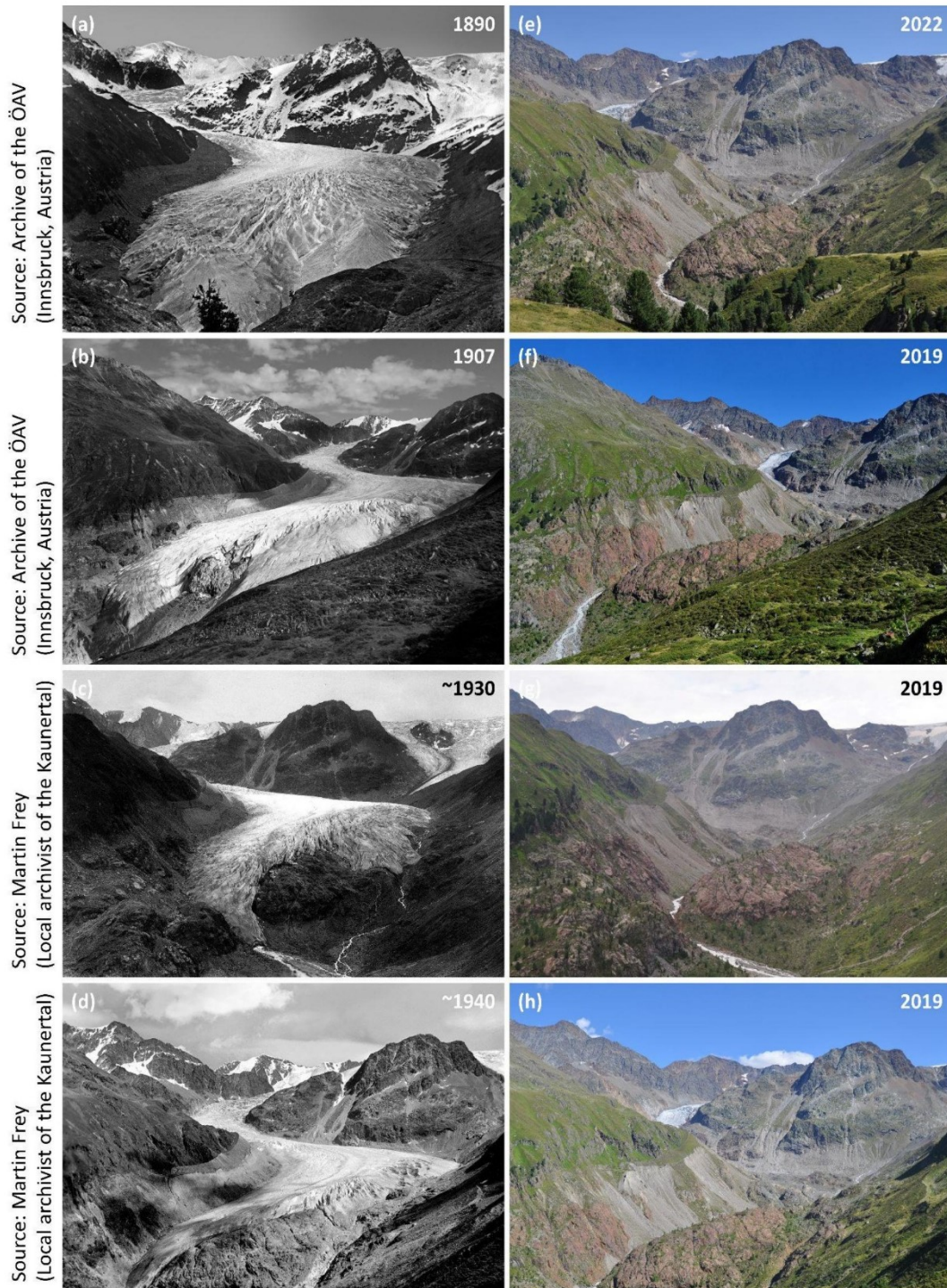


Figure A1. Historical terrestrial photos (a–d) and the correspondingly reproduced photos from the same location between 2019 and 2022 (e–h).

Appendix C**Table A5.** Summary of the WRF configuration.

Domain Configuration	
Horizontal grid spacing	18-, 6-, 2-km (D1, D2 and D3)
Grid dimensions	190 × 190, 151 × 142, 121 × 139
Lateral boundary condition	variable (20CRv3 at 1° × 1°, 3-h)
Time step	90, 30, 10 s
Vertical levels	50
Model top pressure	10 hPa
Model physics	
Microphysics	Morrison [64]
Cumulus	Kain-Fritsch (none in D3) [65]
Radiation	RRTMG [66]
Planetary boundary layer	Yonsei State University [67]
Atmospheric surface layer	Monin Obukhov [68]
Land surface	Noah [69]
Dynamics	
Top boundary conditions	Rayleigh damping
Diffusion	Calculated in physical space

Appendix D**Table A6.** Changes of surface types/morphodynamic area from End of LIA to 2020 with the proportion [%].

Surface Type/Morphodynamic Area	End of LIA	1890	1907	~1930	~1940	1953	1969	1970
(Initial) Gully system	0	5.13	22.71	23.82	26.82	43.34	43.49	43.61
Geomorphological not active area	0	53.71	28.30	39.12	38.21	56.66	56.51	56.39
Sediment accumulation at the glacier margin	0	0	18.40	23.85	34.97	0	0	0
Glacier	100	41.16	30.59	13.21	0	0	0	0
Surface Type/Morphodynamic Area	1982	1983	1990	1997	2003	2010	2015	2020
(Initial) Gully system	42.23	44.05	44.62	45.24	45.77	47.04	47.43	47.70
Geomorphological not active area	57.77	59.95	55.38	54.76	54.23	52.96	52.57	52.30
Sediment accumulation at the glacier margin	0	0	0	0	0	0	0	0
Glacier	0	0	0	0	0	0	0	0

Table A7. Changes of land cover types from End of LIA to 2020 with the proportion of each land-cover type in the area of interest (Aoi).

Land-Cover Type	1850	1890	1907	~1930	~1940	1953	1970	1983	1990	2003	2010	2020
Glacier	100.0	40.98	31.10	14.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rock	0.00	0.56	1.42	2.23	4.57	8.98	10.21	11.50	9.62	14.57	12.97	12.74
Scree slope	0.00	46.52	27.79	41.76	55.09	12.19	14.88	22.54	17.46	50.95	51.15	48.14
Scree community	0.00	9.63	26.34	29.45	9.27	26.61	21.79	25.53	21.28	7.42	7.01	9.87
Alpine grassland	0.00	1.70	11.25	7.36	24.45	30.50	30.05	22.30	23.49	10.19	10.64	11.07
Wetland	0.00	0.00	0.20	0.12	0.00	0.42	0.45	0.12	0.00	0.77	0.27	0.27
Dwarf shrub	0.00	0.60	1.91	5.06	6.62	21.16	22.51	17.90	28.11	15.81	17.35	17.31
Shrub	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.07	0.00	0.01	0.25	0.53	0.53
Trees, woodland	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.05	0.11	0.04	0.04	0.08	0.08

Table A8. Changes of land-cover types from End of LIA to 2020 with the proportion [%], on the 1890 initially glaciated area (upper part), on the 1890 initially morphodynamic active area (initial gully system) (middle part), and on the initially more stable (not active) area (lower part).

1890 initially glaciated area											
Land-Cover Type	1890	1907	~1930	~1940	1953	1970	1983	1990	2003	2010	2020
Glacier	100.0	75.89	34.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rock	0.00	1.35	4.05	7.72	17.80	20.49	24.51	21.26	26.26	24.07	24.03
Scree slope	0.00	20.27	60.34	82.70	14.66	15.93	23.05	19.11	57.55	56.60	50.55
Scree community	0.00	1.63	1.39	2.01	27.38	27.99	31.19	30.95	8.74	5.76	11.49
Alpine grassland	0.00	0.86	0.00	7.57	23.59	18.22	11.13	17.37	3.44	5.92	6.36
Wetland	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Dwarf shrub	0.00	0.00	0.00	0.00	16.57	17.37	10.04	11.31	4.00	7.51	7.44
Shrub	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.08
Trees, woodland	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.01	0.06	0.06
1890 initially morphodynamic active area (initial gully system)											
Land-Cover Type	1890	1907	~1930	~1940	1953	1970	1983	1990	2003	2010	2020
Glacier	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rock	0.00	0.34	0.48	0.65	0.53	1.98	10.63	3.26	16.94	12.84	12.64
Scree slope	100.0	58.84	63.42	59.37	10.62	19.24	48.83	35.21	60.54	62.35	57.19
Scree community	0.00	32.06	21.04	5.80	23.85	13.52	8.69	20.34	2.57	5.18	10.11
Alpine grassland	0.00	3.85	11.89	32.41	39.23	31.98	13.89	17.33	7.39	5.98	6.57
Wetland	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Dwarf shrub	0.00	4.91	3.18	1.78	25.50	33.12	22.95	23.86	11.65	12.91	12.75
Shrub	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.15	0.00	0.00	0.91	0.74	0.74
Trees, woodland	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Table A8. Cont.

1890 initially more stable (not active) area											
Land-Cover Type	1890	1907	~1930	~1940	1953	1970	1983	1990	2003	2010	2020
Glacier	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rock	1.05	1.58	1.02	2.57	3.10	3.20	1.65	1.39	5.42	4.49	4.10
Scree slope	76.70	30.36	25.35	33.54	10.48	13.67	20.02	14.42	45.01	45.96	45.47
Scree community	17.95	44.72	51.75	15.17	26.27	17.86	22.84	13.97	6.90	8.16	8.61
Alpine grassland	3.18	19.92	12.54	36.56	34.95	38.89	31.81	28.85	15.57	14.71	15.13
Wetland	0.00	0.37	0.22	0.00	0.79	0.85	0.22	0.00	1.42	0.49	0.49
Dwarf shrub	1.12	3.04	9.12	12.16	24.20	25.34	23.31	41.28	25.23	25.23	25.23
Shrub	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.12	0.00	0.02	0.37	0.86	0.86
Trees, woodland	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.08	0.15	0.07	0.07	0.11	0.11

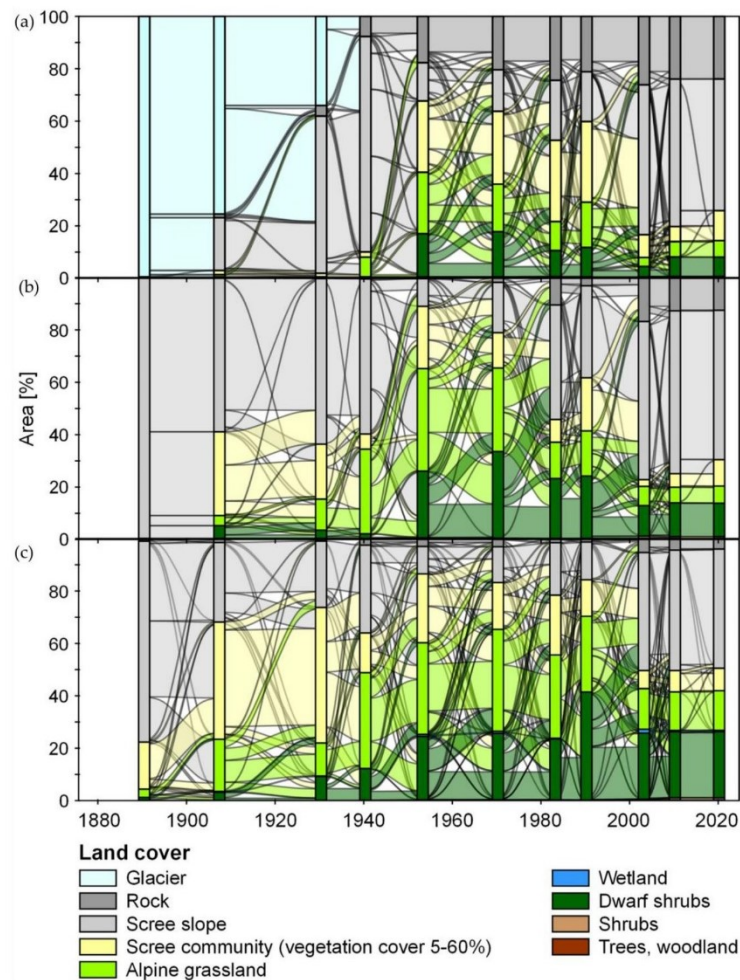


Figure A2. Changes of the land-cover types on in 1890 (a) initial glaciated area, (b) the initial active area (initial gully system), and (c) the initial more stable (not active) area; the different colours indicate the different land-cover types.

Appendix E

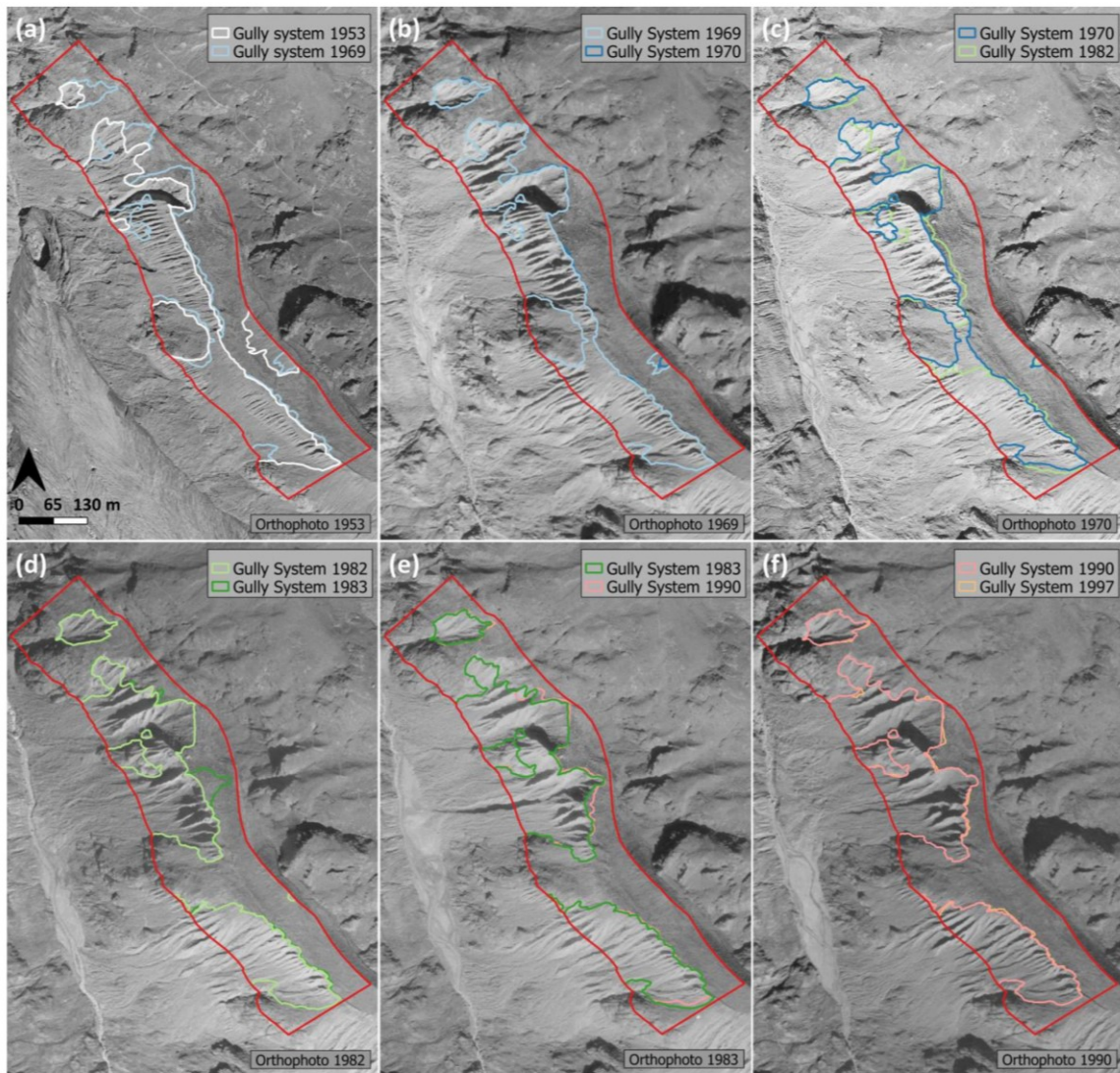


Figure A3. Continued mapping of the different surface types (morphodynamic mapping) using georeferenced orthophotos based on overlapping area-wide aerial photographs from 1953 to 1990 (a–f). The red line indicates the area of interest.

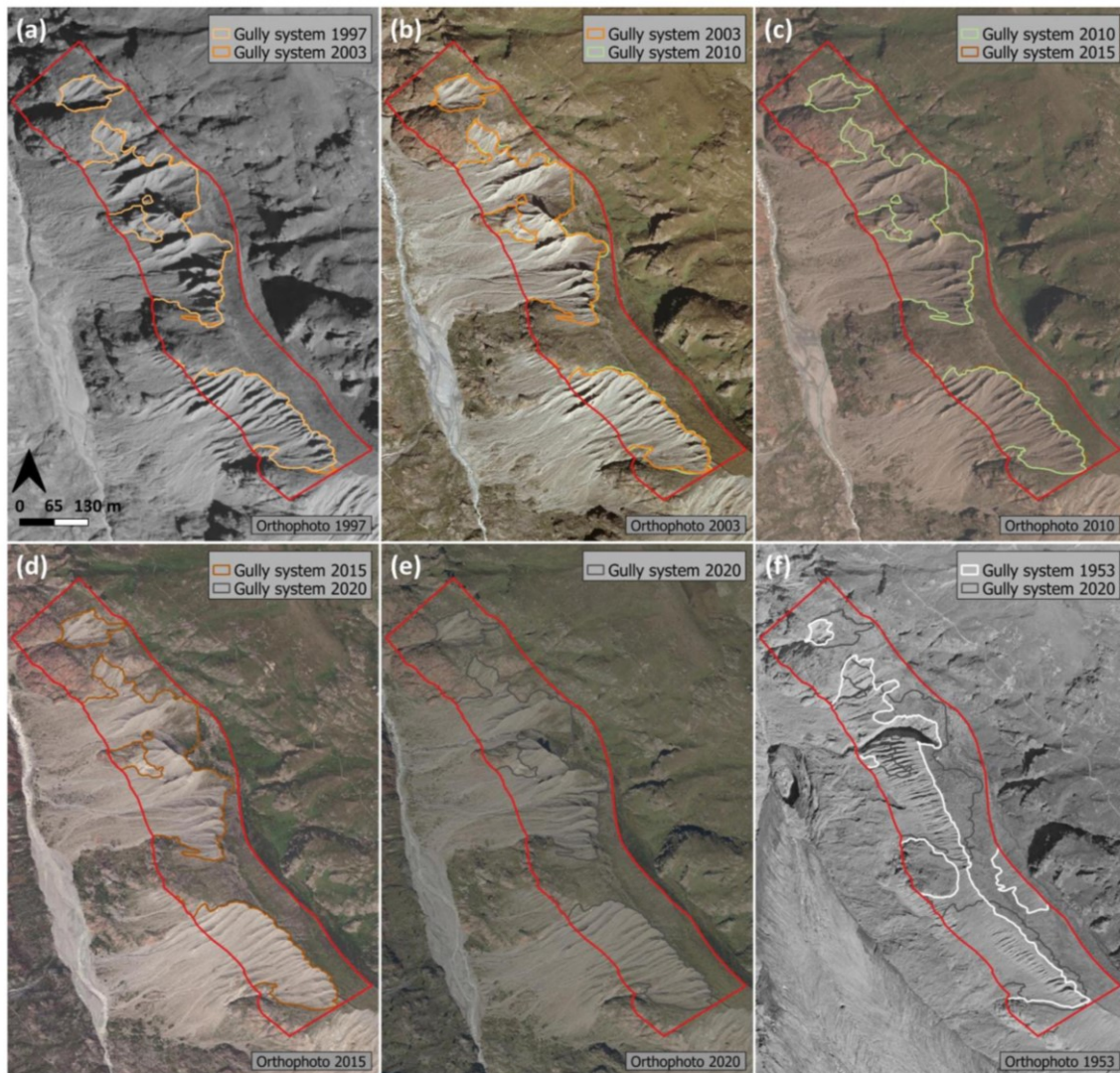


Figure A4. Continued mapping of the different surface types (morphodynamic mapping) using georeferenced orthophotos based on overlapping area-wide aerial photographs from 1997 to 2020 (a–f). The red line indicates the area of interest.

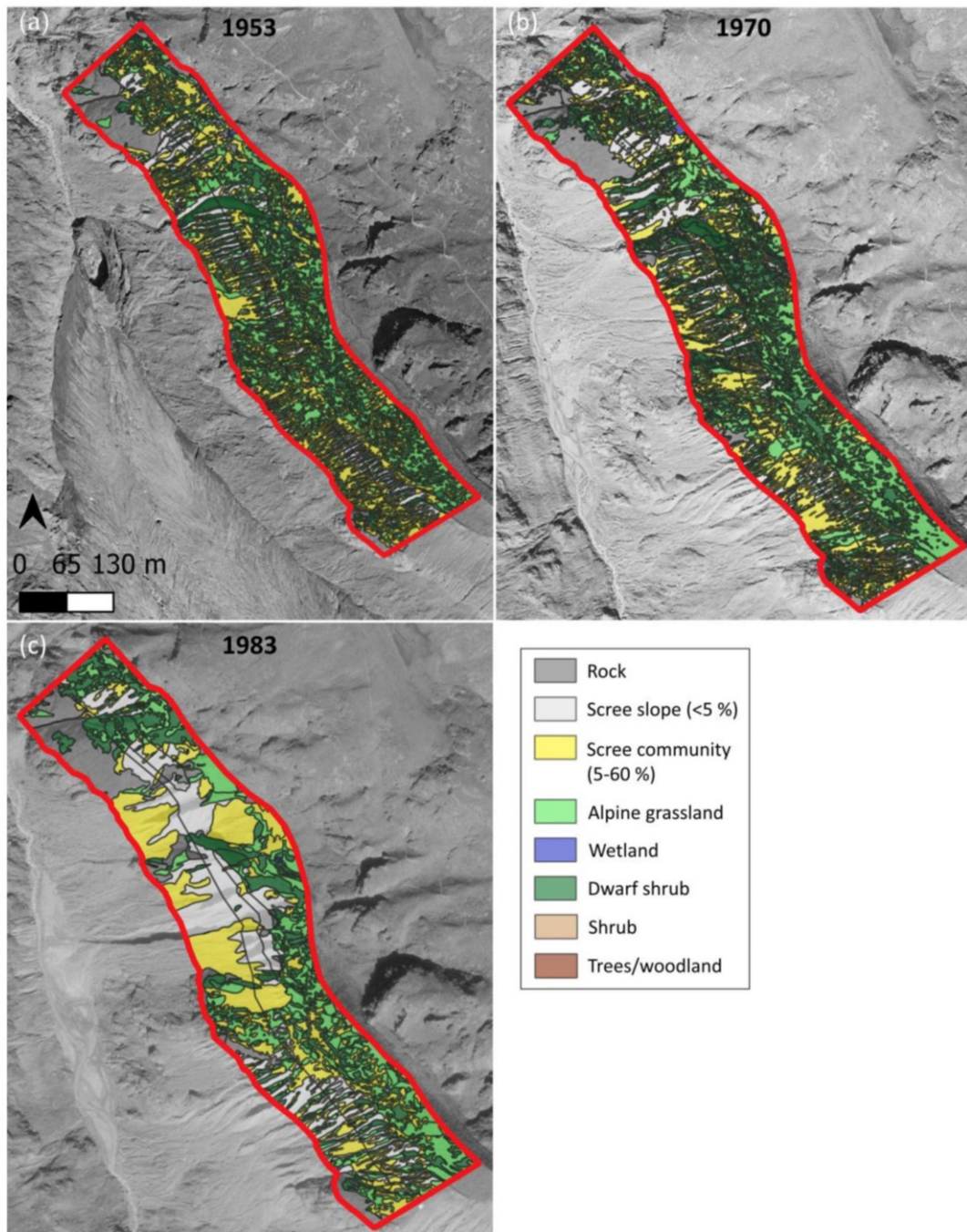


Figure A5. Continued mapping of the different surface types (land-cover mapping) using georeferenced orthophotos based on overlapping area-wide aerial photographs from 1953 to 1983 (a–c). The red line indicates area of interest (AoI).

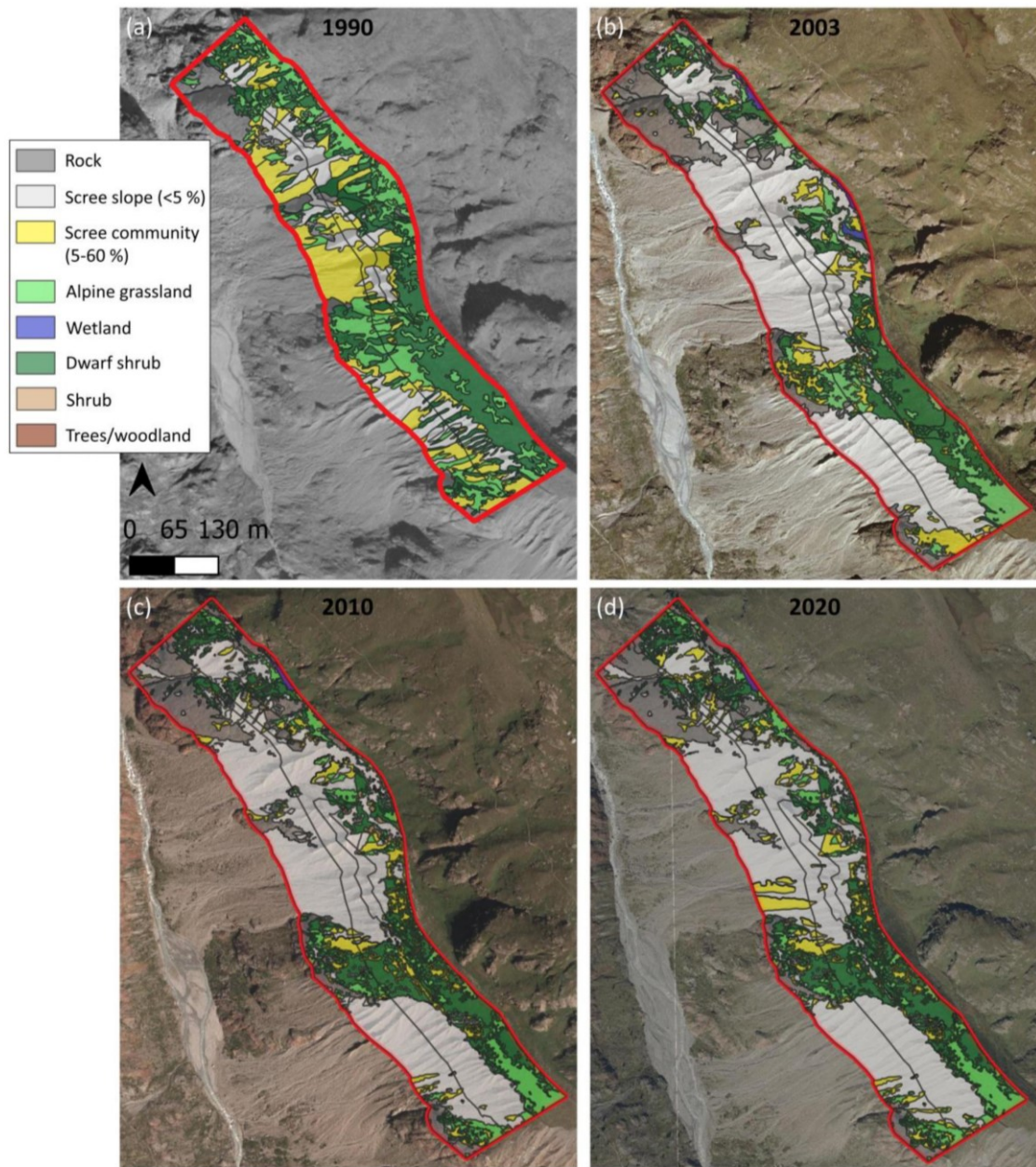


Figure A6. Continued mapping of the different surface types (land-cover mapping) using georeferenced orthophotos based on overlapping area-wide aerial photographs from 1990 to 2020 (a–d). The red line indicates the area of interest.

References

1. Heckmann, T.; Morche, D. *Geomorphology of Proglacial Systems: Landform and Sediment Dynamics in Recently Deglaciated Alpine Landscapes*; Springer: Cham, Switzerland, 2019; ISBN 9783319941820.
2. Hock, R.; Rasul, G.; Adler, C.; Cáceres, B.; Gruber, S.; Hirabayashi, Y.; Jackson, M.; Kääh, A.; Kang, S.; Kutuzov, S.; et al. High Mountain Areas. In *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*; Pörtner, H.-O., Roberts, D.C., Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Tignor, M., Poloczanska, E., Mintenbeck, K., Alegría, A., Nicolai, M., Okem, A., et al., Eds.; Cambridge University Press: Cambridge, UK; New York, NY, USA, 2019; pp. 131–202. [[CrossRef](#)]
3. Deline, P.; Gruber, S.; Delaloye, R.; Fischer, L.; Geertsema, M.; Giardino, M.; Hasler, A.; Kirkbride, M.; Krautblatter, M.; Magnin, F.; et al. Chapter 15—Ice Loss and Slope Stability in High-Mountain Regions. In *Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters*; Haeberli, W., Whiteman, C., Shroder, J.F., Eds.; Academic Press: Cambridge, MA, USA, 2015; pp. 521–561. [[CrossRef](#)]
4. Altmann, M.; Piermattei, L.; Haas, F.; Heckmann, T.; Fleischer, F.; Rom, J.; Betz-Nutz, S.; Knoflach, B.; Müller, S.; Ramskogler, K.; et al. Long-Term Changes of Morphodynamics on Little Ice Age Lateral Moraines and the Resulting Sediment Transfer into Mountain Streams in the Upper Kauner Valley, Austria. *Water* **2020**, *12*, 3375. [[CrossRef](#)]
5. Betz-Nutz, S.; Heckmann, T.; Haas, F.; Becht, M. Development of the morphodynamics on LIA lateral moraines in ten glacier forefields of the Eastern Alps since the 1950s. *Earth Surf. Dynam. Discuss.* **2022**; in review. [[CrossRef](#)]
6. Altmann, M.; Pfeiffer, M.; Haas, F.; Rom, J.; Fleischer, F.; Heckmann, T.; Piermattei, L.; Wimmer, M.; Braun, L.; Stark, M.; et al. Long-term monitoring (1953–2019) of geomorphologically active sections on LIA lateral moraines under changing meteorological conditions. *EGU Sphere* **2023**. [[CrossRef](#)]
7. Ballantyne, C.K. A general model of paraglacial landscape response. *Holocene* **2002**, *12*, 371–376. [[CrossRef](#)]
8. Ballantyne, C.K. Paraglacial geomorphology. *Quat. Sci. Rev.* **2002**, *21*, 1935–2017. [[CrossRef](#)]
9. Curry, A.M.; Cleasby, V.; Zukowskyj, P. Paraglacial response of steep, sediment-mantled slopes to post-‘Little Ice Age’ glacier recession in the central Swiss Alps. *J. Quat. Sci.* **2006**, *21*, 211–225. [[CrossRef](#)]
10. Ballantyne, C.K.; Benn, D.I. Paraglacial Slope Adjustment and Resedimentation following Recent Glacier Retreat, Fåbergstølsdalen, Norway. *Arct. Alp. Res.* **1994**, *26*, 255–269. [[CrossRef](#)]
11. Ballantyne, C.K.; Benn, D.I. Paraglacial slope adjustment during recent deglaciation and its implications for slope evolution in formerly glaciated environments. In *Advances in Hillslope Processes*; Anderson, M.G., Brooks, S.M., Eds.; Wiley: Chichester, UK, 1996; Volume 2, pp. 1173–1195.
12. Curry, A.M.; Ballantyne, C.K. Paraglacial modification of glacial sediment. *Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr.* **1999**, *81*, 409–419. [[CrossRef](#)]
13. Eichel, J.; Corenblit, D.; Dikau, R. Conditions for feedbacks between geomorphic and vegetation dynamics on lateral moraine slopes: A biogeomorphic feedback window. *Earth Surf. Process. Landf.* **2016**, *41*, 406–419. [[CrossRef](#)]
14. Eichel, J.; Draebing, D.; Meyer, N. From active to stable: Paraglacial transition of Alpine lateral moraine slopes. *Land Degrad. Dev.* **2018**, *29*, 4158–4172. [[CrossRef](#)]
15. Gurnell, A.M.; Corenblit, D.; García de Jalón, D.; Del González Tánago, M.; Grabowski, R.C.; O’Hare, M.T.; Szweczyk, M. A Conceptual Model of Vegetation-hydrogeomorphology Interactions Within River Corridors. *River Res. Appl.* **2016**, *32*, 142–163. [[CrossRef](#)]
16. Haselberger, S.; Ohler, L.-M.; Junker, R.R.; Otto, J.-C.; Glade, T.; Kraushaar, S. Quantification of biogeomorphic interactions between small-scale sediment transport and primary vegetation succession on proglacial slopes of the Gepatschferner, Austria. *Earth Surf. Process. Landf.* **2021**, *46*, 1941–1952. [[CrossRef](#)]
17. Knoflach, B.; Ramskogler, K.; Talluto, M.; Hofmeister, F.; Haas, F.; Heckmann, T.; Pfeiffer, M.; Piermattei, L.; Ressler, C.; Wimmer, M.H.; et al. Modelling of Vegetation Dynamics from Satellite Time Series to Determine Proglacial Primary Succession in the Course of Global Warming—A Case Study in the Upper Martell Valley (Eastern Italian Alps). *Remote Sens.* **2021**, *13*, 4450. [[CrossRef](#)]
18. Hohensinner, S.; Atzler, U.; Fischer, A.; Schwaizer, G.; Helfricht, K. Tracing the Long-Term Evolution of Land Cover in an Alpine Valley 1820–2015 in the Light of Climate, Glacier and Land Use Changes. *Front. Environ. Sci.* **2021**, *9*, 683397. [[CrossRef](#)]
19. Schiefer, E.; Gilbert, R. Reconstructing morphometric change in a proglacial landscape using historical aerial photography and automated DEM generation. *Geomorphology* **2007**, *88*, 167–178. [[CrossRef](#)]
20. Piermattei, L.; Heckmann, T.; Betz-Nutz, S.; Altmann, M.; Rom, J.; Fleischer, F.; Stark, M.; Haas, F.; Ressler, C.; Wimmer, M.; et al. Evolution of an Alpine proglacial river during seven decades of deglaciation quantified from photogrammetric and LiDAR digital elevation models. *Earth Surf. Dynam. Discuss.* **2022**. [[CrossRef](#)]
21. Bozzini, C.; Conedera, M.; Krebs, P. A new tool for obtaining cartographic georeferenced data from single oblique photos. In Proceedings of the XXIIIrd International CIPA Symposium, Prague, Czech Republic, 12–16 September 2011.
22. Bozzini, C.; Conedera, M.; Krebs, P. A New Monoplotting Tool to Extract Georeferenced Vector Data and Orthorectified Raster Data from Oblique Non-Metric Photographs. *Int. J. Herit. Digit. Era* **2012**, *1*, 499–518. [[CrossRef](#)]
23. Stockdale, C.-A.; Bozzini, C.; Macdonald, S.-E.; Higgs, E. Extracting ecological information from oblique angle terrestrial landscape photographs: Performance evaluation of the WSL Monoplotting Tool. *Appl. Geogr.* **2015**, *63*, 315–325. [[CrossRef](#)]
24. Stockdale, C.A.; McLoughlin, N.; Flannigan, M.; Macdonald, S.E. Could restoration of a landscape to a pre-European historical vegetation condition reduce burn probability? *Ecosphere* **2019**, *10*, e02584. [[CrossRef](#)]
25. McCaffrey, D.R.; Hopkinson, C. Assessing Fractional Cover in the Alpine Treeline Ecotone Using the WSL Monoplotting Tool and Airborne Lidar. *Can. J. Remote Sens.* **2017**, *43*, 504–512. [[CrossRef](#)]

26. McCaffrey, D.; Hopkinson, C. Repeat Oblique Photography Shows Terrain and Fire-Exposure Controls on Century-Scale Canopy Cover Change in the Alpine Treeline Ecotone. *Remote Sens.* **2020**, *12*, 1569. [CrossRef]
27. Gabellieri, N.; Watkins, C. Measuring long-term landscape change using historical photographs and the WSL Monoplotting Tool. *Landscape Hist.* **2019**, *40*, 93–109. [CrossRef]
28. Bayr, U. Quantifying historical landscape change with repeat photography: An accuracy assessment of geospatial data obtained through monoplotting. *Int. J. Geogr. Inf. Sci.* **2021**, *35*, 2026–2046. [CrossRef]
29. Conedera, M.; Bozzini, C.; Scapozza, C.; R , L.; Rytter, U.; Krebs, P. Anwendungspotenzial des WSL-Monoplotting-Tools im Naturgefahrenmanagement. *Schweiz. Z. Forstwes.* **2013**, *164*, 173–180. [CrossRef]
30. Conedera, M.; Bozzini, C.; Rytter, U.; Bertschinger, T.; Krebs, P. Using the Monoplotting Technique for Documenting and Analyzing Natural Hazard Events. In *Natural Hazards—Risk Assessment and Vulnerability Reduction*; Carmo, J.S.A.d., Ed.; IntechOpen: London, UK, 2018; pp. 107–123. ISBN 978-1-78984-820-5.
31. Wiesmann, S.; Steiner, L.; Pozzi, M.; Bozzini, C.; Bauder, A.; Hurni, L. Reconstructing historic glacier states based on terrestrial oblique photographs. In Proceedings of the AutoCarto International Symposium on Automated Cartography, Columbus, OH, USA, 16–18 September 2012.
32. Scapozza, C.; Lambiel, C.; Bozzini, C.; Mari, S.; Conedera, M. Assessing the rock glacier kinematics on three different timescales: A case study from the southern Swiss Alps. *Earth Surf. Process. Landf.* **2014**, *39*, 2056–2069. [CrossRef]
33. Tollmann, A. *Geologie von Österreich: Die Zentralalpen*; Deuticke: Wien, Austria, 1977.
34. Hoinkes, G.; Th ni, M. Evolution of the  tztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten Basement Units. In *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*; Von Raumer, J.F., Neubauer, F., Eds.; Springer: Berlin/Heidelberg, Germany, 1993. [CrossRef]
35. Vehling, L. Gravitativ Massenbewegungen an alpinen Felshängen: Quantitative Bedeutung in der Sedimentkaskade proglazialer Geosysteme (Kaunertal, Tirol). Doctoral Thesis, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, Erlangen, Germany, 2016.
36. Fliri, F. *Klima der Alpen im Raume von Tirol: Monographien zur Landeskunde Tirol, Folge 1*; Univ. Verl. Wagner: Innsbruck, Austria, 1975.
37. Hilger, L. Quantification and Regionalization of Geomorphic Processes Using Spatial Models and High-Resolution Topographic Data: A Sediment Budget of the Upper Kauner Valley, Ötztal Alps. Doctoral Thesis, Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt, Eichstätt, Germany, 2017.
38. Nicolussi, K.; Patzelt, G. Untersuchungen zur holozänen Gletscherentwicklung von Pasterze und Gepatschferner (Ostalpen). *Z. Gletsch. Glazialgeol.* **2001**, *36*, 1–88.
39. Pepin, N.C.; Arnone, E.; Gobiet, A.; Haslinger, K.; Kotlarski, S.; Notarnicola, C.; Palazzi, E.; Seibert, P.; Serafin, S.; Sch ner, W.; et al. Climate Changes and Their Elevational Patterns in the Mountains of the World. *Rev. Geophys.* **2022**, *60*, e2020RG000730. [CrossRef]
40. Groß, G.; Patzelt, G. The Austrian Glacier Inventory for the Little Ice Age Maximum (GI LIA) in ArcGIS (shapefile) format. *PANGAEA* **2015**. [CrossRef]
41. Buckel, J.; Otto, J.-C. The Austrian Glacier Inventory GI 4 (2015) in ArcGis (shapefile) format, supplement to: Buckel, Johannes; Otto, Jan-Christoph; Prasicek, Günther; Keuschnig, Markus (2018): Glacial lakes in Austria—Distribution and formation since the Little Ice Age. *Glob. Planet. Chang.* **2018**, *164*, 39–51. [CrossRef]
42. Copernicus. Hillshade Derived from EU-DEM Version 1.0. Available online: <https://land.copernicus.eu/imagery-in-situ/eu-dem/eu-dem-v1-0-and-derived-products/hillshade?tab=metadata> (accessed on 3 June 2021).
43. Fl ry, S.; Ressler, C.; Puercher, G.; Pfeifer, N.; Hollaus, M.; Bayr, A.; Karel, W. Development of a 3D Viewer for georeferencing and monoplotting of historical terrestrial images. *EGU Gen. Assem. Conf. Abstr.* **2020**, 22327. [CrossRef]
44. Kraus, K. *Photogrammetrie: Geometrische Informationen aus Photographien und Laserscanneraufnahmen*; Walter de Gruyter: Berlin, Germany, 2012.
45. Karel, W.; Doneus, M.; Verhoeve, G.; Bries, C.; Ressler, C.; Pfeifer, N. OrientAL—Automatic geo-referencing and ortho-rectification of archaeological aerial photographs. *ISPRS Ann. Photogramm. Remote Sens. Spat. Inf. Sci.* **2013**, *II-5/W1*, 175–180. [CrossRef]
46. Stark, M.; Rom, J.; Haas, F.; Piermattei, L.; Fleischer, F.; Altmann, M.; Becht, M. Long-term assessment of terrain changes and calculation of erosion rates in an alpine catchment based on SfM-MVS processing of historical aerial images. How camera information and processing strategy affect quantitative analysis. *J. Geomorphol.* **2022**. [CrossRef]
47. Rom, J.; Haas, F.; Heckmann, T.; Altmann, M.; Fleischer, F.; Ressler, C.; Betz-Nutz, S.; Becht, M. Spatio-temporal analysis of slope-type debris flow activity in Horlachtal, Austria, based on orthophotos and lidar data since 1947. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **2023**, *23*, 601–622. [CrossRef]
48. QGIS Development Team. *QGIS Geographic Information System*; Open Source Geospatial Foundation: Chicago, IL, USA, 2020; Available online: <http://qgis.org/en/about/> (accessed on 13 October 2019).
49. R Core Team. *R: A Language and Environment for Statistical Computing*; R Foundation for Statistical Computing: Vienna, Austria, 2020.
50. Wickham, H.; Averick, M.; Bryan, J.; Chang, W.; McGowan, L.; Francois, R.; Grolemund, G.; Hayes, A.; Henry, L.; Hester, J.; et al. Welcome to the tidyverse. *J. Open Source Softw.* **2019**, *4*, 1686. [CrossRef]
51. Hijmans, R.J.; Etten, J.v. Raster: Geographic Analysis and Modeling with Raster Data: R Package Version 2.0-12. 2012. Available online: <http://CRAN.R-project.org/package=raster> (accessed on 5 September 2022).
52. Brunson, J.C. ggalluvial: Layered Grammar for Alluvial Plots. *J. Open Source Softw.* **2020**, *5*, 2017. [CrossRef]

53. Brunson, J.C.; Read, Q.D. ggalluvial: Alluvial Plots in 'ggplot2'. R Package Version 0.12.3: Ggalluvial (Brunson JC, Read QD (2020). "ggalluvial: Alluvial Plots in 'ggplot2'." R Package Version 0.12.3. 2020. Available online: <http://corybrunson.github.io/ggalluvial/> (accessed on 10 January 2023).
54. Skamarock, W.C.; Klemp, J.B. A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications. *J. Comput. Phys.* **2008**, *227*, 3465–3485. [[CrossRef](#)]
55. Compo, G.P.; Whitaker, J.S.; Sardeshmukh, P.D.; Matsui, N.; Allan, R.J.; Yin, X.; Gleason, B.E.; Vose, R.S.; Rutledge, G.; Bessemoulin, P.; et al. The Twentieth Century Reanalysis Project. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **2011**, *137*, 1–28. [[CrossRef](#)]
56. Giese, B.S.; Seidel, H.F.; Compo, G.P.; Sardeshmukh, P.D. An ensemble of ocean reanalyses for 1815–2013 with sparse observational input. *J. Geophys. Res. Ocean.* **2016**, *121*, 6891–6910. [[CrossRef](#)]
57. Slivinski, L.C.; Compo, G.P.; Whitaker, J.S.; Sardeshmukh, P.D.; Giese, B.S.; McColl, C.; Allan, R.; Yin, X.; Vose, R.; Titchner, H.; et al. Towards a more reliable historical reanalysis: Improvements for version 3 of the Twentieth Century Reanalysis system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **2019**, *145*, 2876–2908. [[CrossRef](#)]
58. Collier, E.; Mölg, T. BAYWRF: A high-resolution present-day climatological atmospheric dataset for Bavaria. *Earth Syst. Sci. Data* **2020**, *12*, 3097–3112. [[CrossRef](#)]
59. Collier, E.; Sauter, T.; Mölg, T.; Hardy, D. The Influence of Tropical Cyclones on Circulation, Moisture Transport, and Snow Accumulation at Kilimanjaro During the 2006–2007 Season. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2019**, *124*, 6919–6928. [[CrossRef](#)]
60. Hersbach, H.; Bell, B.; Berrisford, P.; Biavati, G.; Horányi, A.; Muñoz Sabater, J.; Nicolas, J.; Peubey, C.; Radu, R.; Rozum, I.; et al. ERA5 Hourly Data on Single Levels from 1979 to Present: Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). Available online: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-single-levels?tab=overview> (accessed on 13 October 2019).
61. Cribari-Neto, F.; Zeileis, A. Betaregression in R. *J. Stat. Softw.* **2010**, *34*, 1–24. [[CrossRef](#)]
62. Smithson, M.; Verkuilen, J. A better lemon squeezer? Maximum-likelihood regression with beta-distributed dependent variables. *Psychol. Methods* **2006**, *11*, 54–71. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
63. Stäubli, S.; Martin, S.; Reynard, E. Historical mapping for landscape reconstruction. Examples from the Canton of Valais (Switzerland). In Proceedings of the 6th ICA Mountain Cartography Workshop Mountain Mapping and Visualisation, Lenk, Switzerland, 11–15 February 2008; pp. 207–211.
64. Morrison, H.; Thompson, G.; Tatarskii, V. Impact of Cloud Microphysics on the Development of Trailing Stratiform Precipitation in a Simulated Squall Line: Comparison of One- and Two-Moment Schemes. *Mon. Wea. Rev.* **2009**, *137*, 991–1007. [[CrossRef](#)]
65. Kain, J.S. The Kain–Fritsch Convective Parameterization: An Update. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **2004**, *43*, 170–181. [[CrossRef](#)]
66. Iacono, M.J.; Delamere, J.S.; Mlawer, E.J.; Shephard, M.W.; Clough, S.A.; Collins, W.D. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *J. Geophys. Res.* **2008**, *113*, 1–8. [[CrossRef](#)]
67. Hong, S.Y.; Noh, Y.; Dudhia, J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Weather Rev.* **2006**, *134*, 2318–2341. [[CrossRef](#)]
68. Jiménez, P.A.; Dudhia, J.; González-Rouco, J.F.; Navarro, J.; Montávez, J.P.; García-Bustamante, E. A Revised Scheme for the WRF Surface Layer Formulation. *Mon. Wea. Rev.* **2012**, *140*, 898–918. [[CrossRef](#)]
69. Chen, F.; Dudhia, J. Coupling an Advanced Land Surface–Hydrology Model with the Penn State–NCAR MM5 Modeling System. Part II: Preliminary model validation. *Mon. Wea. Rev.* **2001**, *129*, 569–585. [[CrossRef](#)]

Disclaimer/Publisher's Note: The statements, opinions and data contained in all publications are solely those of the individual author(s) and contributor(s) and not of MDPI and/or the editor(s). MDPI and/or the editor(s) disclaim responsibility for any injury to people or property resulting from any ideas, methods, instructions or products referred to in the content.

5.2 Forschungsartikel II

Titel:	Quantitative long-term (1922 to 2021) monitoring of a large-scale landslide of a LIA lateral moraine due to glacial debuttressing
Autoren:	Moritz Altmann, Florian Haas, Jakob Rom, Fabian Fleischer, Tobias Heckmann, Camillo Ressler, Michael Becht
Journal:	Journal of Geomorphology
Verlag:	Borntreger Science Publishers
Status:	Veröffentlicht im Mai 2023
DOI:	10.1127/jgeomorphology/2023/0779
Zitieren als:	Altmann, Moritz; Haas, Florian; Rom, Jakob; Fleischer, Fabian; Heckmann, Tobias; Ressler, Camillo; Becht, Michael (2023): Quantitative long-term (1922 to 2021) monitoring of a large-scale landslide of a LIA lateral moraine due to glacial debuttressing. In: <i>jgeomorphology</i> . DOI: 10.1127/jgeomorphology/2023/0779.



Quantitative long-term (1922 to 2021) monitoring of a large-scale landslide of a LIA lateral moraine due to glacial debuttressing

Moritz Altmann^{1,*}, Florian Haas¹, Jakob Rom¹, Fabian Fleischer¹,
 Tobias Heckmann¹, Camillo Ressler², Michael Becht¹

¹ Department of Physical Geography, Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt, Eichstätt, 85072, Germany

² Department of Geodesy and Geoinformation, TU Wien, Vienna, 1040, Austria

* Corresponding author: Maltmann@ku.de

With 9 figures and 3 tables

Abstract: We present a 99-year monitoring (1922 to 2021) of a large-scale deformation of the terminal part of a Little Ice Age lateral moraine in the glacier forefield of the Gepatschferner in the Upper Kaunertal in Tyrol, Austria. The reconstruction of this large-scale landslide was carried out in high temporal and spatial resolution using 12 DEMs of differences based on 13 different Digital elevation models from several epochs and remote sensing techniques. These were generated from a stereo photogrammetric map (1922), historical aerial photographs (between 1953 and 2003) using structure-from-motion photogrammetry with multi-view-stereo and airborne Light Detection and Ranging data (between 2006 and 2021). Based on the analysis of the different epochs, the period of the main landslide could be dated between 1953 and 1971. However, landslides were detected in all the first three epochs (1922 to 1953, 1953 to 1971 and 1971 to 1983), covering a period of 61 years. In the epoch of the main landslide, there was a vertical and horizontal displacement of about 70 and 100 m, respectively, while the landslide was about 190 m wide, which results in a calculated volume of 287,537 ($\pm 2,026$) m³. We assume that the instability of the slope was caused by glacial debuttressing due to the glacier retreat since the end of the Little Ice Age. During the entire period, the slope was subject to strong variations in geomorphological activity, both spatially and temporally. The landslide area shows continuous geomorphological activity over the entire study period (1922 to 2021), summing up the total volume of net erosion to about 486,000 m³.

Keywords: Airborne light detection and ranging; historical aerial photos; large-scale landslide; Little Ice Age lateral moraine; long-term change detection; structure-from-motion photogrammetry with multi-view-stereo; historical stereo photogrammetric map

1 Introduction

In recent decades, global warming has led to rapid landscape changes, especially in sensitive and vulnerable areas such as high mountain regions (Hock et al. 2019). Lateral moraines within proglacial areas (Schiefer & Gilbert 2007), which were exposed after the glacial maximum of the Little Ice Age (LIA) around the mid-20th century (Matthews & Briffa 2005, Ivy-Ochs et al. 2009), often show high slope instability within the phase of the paraglacial adjustment process, which can extend to several decades and centuries (Ballantyne 2002a, b, Deline et al. 2015, Haeberli et al. 2017, Heckmann & Morche 2019). On the steep slopes, this can lead to the formation

of deeply incised gully systems, mainly caused by fluvial erosion, nival processes and debris flows (Ballantyne & Benn 1994, Curry et al. 2006, Betz-Nutz et al. 2023). In addition, slope deformations such as landslides occur, which may be related to the retreat of glaciers and the associated destabilisation of the connected slopes, which is described as glacial debuttressing. Such a destabilisation may occur immediately after ice loss or decades later, e.g. due to heavy rainfall events (Mattson & Gardner 1991, Blair 1994, Stoffel et al. 2014, Altmann et al. 2020, Cody et al. 2020). At the Fox Glacier in the Te Moeka o Tuawe Valley in New Zealand, Cody et al. (2020) showed, using high temporal resolution daily time-lapse imagery and pixel tracking between 2014 and

2018, that internal deformation of the slope by slow sliding is directly related to the glacier retreat. It was also observed that rotational sliding was reworked after glacier melt due to debris flows triggered by rainfall events. In addition, Hugenholtz et al. (2008) described a large-scale deformation of the eastern lateral moraine of the Athabasca Glacier in Jasper National Park (Alberta, Canada) that began in the early 1950s and deformed mainly in the late 1960s. The slide involves a 41 m vertical and 55 m horizontal displacement of a 540 m long lateral moraine section towards the glacier forefield. Vibrations from road traffic or the impact of a rock glacier in the area behind are mentioned as possible triggers. Stoffel & Huggel (2012) demonstrated instead that in 2009 a landslide occurred on a lateral moraine at the glacial lake of the Lower Grindelwald glacier (Switzerland). Emmer et al. (2020) showed, in the glacier forefield of the Kinzler Glacier (Peruvian Cordillera Blanca), over a period of several decades (since 1932 to 2016), using historical photographs, remotely sensed images and field observations, the occurrence of a total of 25 landslides, which are directly or indirectly attributable to the glacier retreat. However, the few existing studies show the rarity of such processes and also the corresponding particularities in individual cases.

In order to investigate landscape evolution in high alpine areas, Airborne Laser Scanning (ALS) offers several advantages, as it allows e.g. a very accurate survey of the Earth's surface (Bollmann et al. 2011, Sailer et al. 2012, Guo et al. 2021, Stark et al. 2022). Thus, based on Digital elevation models (DEM) over at least two time periods, topographic changes can be quantitatively detected and interpreted by calculating a DEM of Difference (DoD) (James et al. 2012, Williams 2012, Hilger 2017). In addition, historical aerial photographs processed to DEMs using structure-from-motion (SfM) photogrammetry with multi-view-stereo (MVS) provide effective opportunities to extend the quantitative study period of topographic changes to several decades (Lane et al. 2017, Altmann et al. 2020, Fleischer et al. 2021, Piermattei et al. 2022, Stark et al. 2022). However, the temporal coverage of aerial photographs, e.g. of the European Alps, only extends to about the middle of the 20th century, which leads to a temporal limitation of these studies. Fleischer et al. (2022) showed another possibility to extend the study period for quantitative studies of high alpine areas by analysing the acceleration of a rock glacier, using contour lines of a historical map (from 1922) by transferring them to a DEM and comparing them with later DEMs (from the 1950s onwards based on aerial photographs and LiDAR Data).

Therefore, the aim of this study is to show a quantitative long-term reconstruction of the topographic volume changes of a large-scale landslide in a proglacial area. To

ensure the longest possible study period, we use not only topographic remote sensing data such as current airborne LiDAR data (from 2006 to 2021) and historical aerial photographs (between 1953 and 2003), but also a historical map (from 1922). We thus present an approach to quantify the corresponding morphodynamics in proglacial areas over a period of almost 100 years, covering several decades before the 1950s, from which the first aerial photos of the European Alps are mostly available, limiting the study period of several studies. Due to the high spatial (1×1 m) and temporal (13 DEMs/12 DoDs) resolution of the study area, another objective of this study is to classify the temporal sequence of this deformation and to identify differences in the magnitude and frequency of the corresponding geomorphological activity. In addition, the glacier extents of the study area were mapped and the influence of the glacier retreat on the morphodynamic of the slope was investigated. Finally, this study contributes to a better understanding of the paraglacial adjustment process and thus demonstrates the response of a slope to the glacier retreat within a proglacial area.

2 Study area

The study site is located in the glacier forefield of the Gepatschferner (Gepatsch glacier), which belongs to the Upper Kaunertal (Kauner Valley) in Tyrol (Austria), in the Ötztal Alps, a part of the central Eastern Alps. The Kaunertal is a north-south oriented valley bordering the main Alpine ridge and Italy in the south. Geologically, the upper Kaunertal belongs to the Austroalpine crystalline complex (Geological Survey of Austria 1999). Bedrock lithology such as crystalline rocks, mainly ortho- and paragneisses, dominate (Hilger 2017). Due to its inner-alpine location and the corresponding protective effect of the surrounding mountain ranges, a continental climate prevails with comparatively low mean annual precipitation, which makes it one of the driest regions in the Alps (inner-alpine dry region) (Hilger 2017). The Gepatschferner experienced a strong retreat in the recent decades. After the maximum glacier extent in 1856 (Nicolussi & Kerschner 2014) at the end of LIA, there was a continuous melting with few exceptions were minor advances occur, such as in the years 1920/1921 and between 1977 and 1988 (Nicolussi & Kerschner 2014). Due to the strong glacier retreat, the main outlet of the Gepatschferner melted by about 3 km between 1856 and 2021. After deglaciation, the glacier forefield of the Gepatschferner has been shaped by a variety of different geomorphological processes in the last decades. Fluvial and nival erosion processes, landslides and debris flows, are the predominant processes. Thus, some sections of

the lateral moraine show strongly incised gullies, with high erosion rates during the last decades (Altmann et al. 2020, Betz-Nutz et al. 2022, Altmann et al. 2023). However, several studies show a decrease in geomorphological activity of the lateral moraines, such as Altmann et al. (2020), Betz-Nutz et al. (2022), Stark et al. (2022) and Altmann et al. (2023) from the 1950s/1970s to 2019. The Fagge River, which drains the glacier forefield, shows an aggradation and balance of sediment (from 1953 onwards) until the late 1990s, followed by a deterioration tendency of the sediment balance since the 2000s until 2019 (especially from 2003 onwards) (Piermattei et al. 2022). Thus, the Area of Interest (AoI) is characterised by intense morphodynamics, low vegetation cover and typical moraine material (Fig. 1). The AoI ranges, with a difference of 180 m, from an elevation of 2235 to 2415 m (ellipsoidal heights) and covers an area of 4.4 ha. With a northeast aspect, a mean slope gradient of 34.9° is reached (maximum slope gradient is 62.8°). The maximum length of the delineated AoI measures 273.2 m.

3 Material and methods

3.1 Material

To achieve the objectives of this study, both historical and modern topographic datasets from different remote sensing techniques were processed and combined. For the second half of the 19th century and the first half of the 20th century, historical maps were considered. From the second half of the 20th century onwards, historical aerial photographs (1953 to 2003) were taken and processed into high-resolution DEMs. In addition, airborne LiDAR data from 2006 to 2021 were included (Fig. 2, Table 1, 2 and 3).

3.2 Methods

3.2.1 Generation of DEMs based on historical maps, historical aerial photographs and airborne LiDAR data

The DEM generation of the stereo photogrammetrically recorded historical map of 1922, which shows the entire Upper Kaunertal and was published by Finsterwalder (1928), was performed according to the approach developed by Fleischer et al. (2022). For this purpose, the digitised map (contour lines with an equidistance of 20 m) was georeferenced to the LiDAR-based DEM of 2017 (Table 3), which was available in the coordinate system ETRS89/UTM Zone 32N (EPSG code: 25832). In a first step, the mean elevation difference of the two data sets (based on 17 points) was determined. In a second step, the elevation value of the DEM from 2017 was adjusted

so that the elevation information matches the historical map. Based on this, contour lines (with the same equidistance as the historical map) were created for the 2017 DEM, which thus fit the contour lines of the historical map. The georeferencing of the historical map to the 2017 DEM was then performed using the Adjust transformation method (Fleischer et al. 2022) at a total of 305 clearly identifiable and evenly distributed co-registration points on these contour lines (RMSE 1.7 m). The contour lines of the georeferenced map were then vectorised manually. These were then generated to a DEM (5 m) using the Topo to Grid tool ANUDEM in Esri ArcMap (version 10.6.1) and corrected for the previously determined height difference. In addition, the entire 1922 DEM was co-registered with the unmodified 2017 DEM using the Python tool pybob (McNabb 2019).

This approach was applied to another historical map, mapped in 1886 and 1887 (contour lines with an equidistance of 10 m) by Finsterwalder & Schunck (1888) (Table 1). However, the survey was not done stereo photogrammetrically but by trigonometric measurements of several points in the terrain using a theodolite. The map was additionally completed by 13 photographs and 30 terrain sketches. However, the accuracy and precision of the DEM (part of the AoI) was not sufficient to compare it with the other DEMs in order to determine quantitative surface changes back to 1886/1887. The sections of the AoI of both maps are shown in Fig. 3.

Scanned historical aerial photo series were photogrammetrically processed to generate corresponding high-resolution historical DEMs (1 m resolution) using structure-from-motion (SfM) with multi-view-stereo (MVS). For this purpose Agisoft Metashape Professional (Version 1.6.6; Agisoft LLC) was used and Trimble Inpho (Version 9.2) for the 2003 aerial photo series, as better results could be obtained in this case. For a detailed description of the workflow please refer to Altmann et al. (2020) and Stark et al. (2022).

Furthermore, LiDAR data sets from the years 2006 to 2021 (Table 3) were processed into DEMs. For a detailed description of these data, the sources and the corresponding workflow of these, please refer to Stark et al. (2022) and Piermattei et al. (2022). To generate the DEMs, the point clouds were processed in SAGA-LIS with Point Cloud to Grid. The elevation of the points was averaged for each grid cell (cell size 1 m). Prior to this conversion, vegetation filtering (ground classification), removal of outliers (Remove Isolated Points) and thinning of the point clouds (3D Block Thinning) were conducted. In order to get the highest possible precision and accuracy of the DoDs based on the corresponding DEMs, all point clouds were also georeferenced to the 2017 point cloud (due to the highest quality of all topographic datasets), based on stable areas, using the Iterative Closest Point

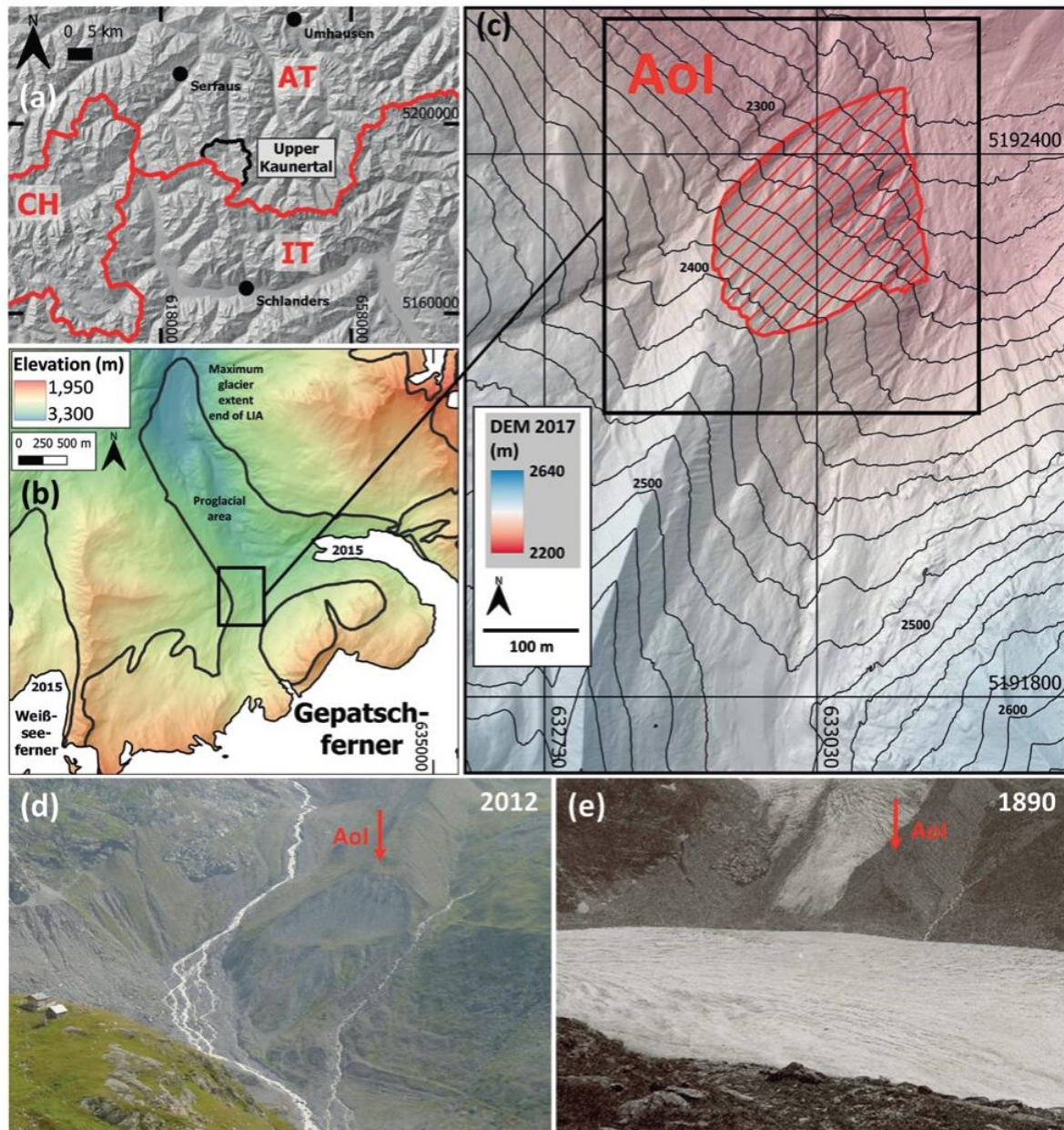


Fig. 1. Location of the study area (Aol) in the glacier forefield of the Gepatschferner in the Upper Kautertal (Tyrol, Austria) (a-c) as well as a photo of the Aol from (d) 2012 (taken by Michael Becht) and a historical photo from (e) 1890 (Source: Landsarchiv Salzburg/Würthle and Spinnhirn). Sources of the glacier extents: End of LIA: Groß & Patzelt (2015), 2015: Buckel & Otto (2018). Large-scale hillshade (25 m) (a) based on SRTM and ASTER GDEM (Copernicus 2016). High resolution DEM (b and c) based on Airborne LiDAR data from 2017 (Table 3). Used coordinate system: ETRS89/UTM Zone 32N, EPSG Code: 25832.

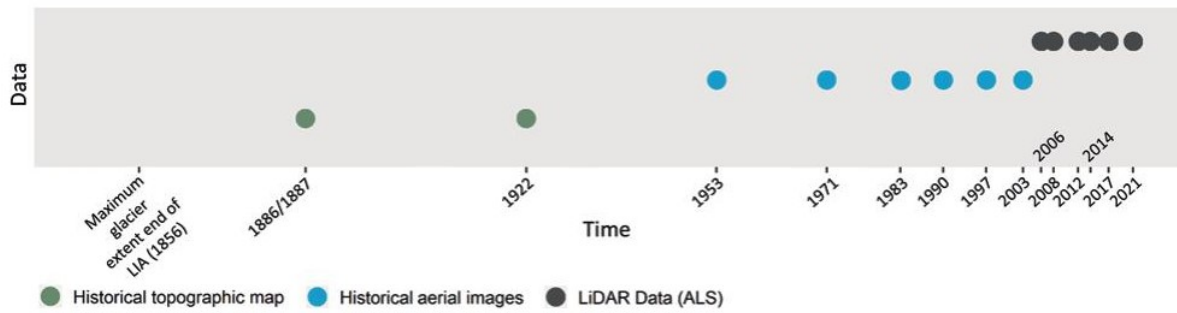


Fig. 2. Temporal overview of the processed data.

Table 1. Attributes of the historical maps.

Date of recording	Created by	Published map	Source and description	Scale	Contour lines	Method
2.-15.8.1886 and 2.-14.8.1887	Finsterwalder, S.; Schunck, H. and Blümcke, A.	Die Zunge des Gepatsch-Ferners	(Finsterwalder & Schunck 1888)	N/A	10 m	Trigonometric measurements using a theodolite (plus 13 images and 30 terrain sketches)
Mid-August 1922 (12 days)	Ulrich, S.; Finsterwalder, R.; Sartorius, J.	Der Talschluß des Kaunsertales in den Oetztaleralpen mit dem Gepatsch- u. Weißseeferner	(Finsterwalder 1928)	Published in 1:20.000 (original created in 1:10.000)	Published with 20 m (original created with 10 m)	Sterephoto-grammetric (with 17 photographs using a phototheodolite)

Table 2. Attributes of the historical aerial photographs. * The entire catchment area of the Upper Kaunertal was processed with the corresponding images (entire available image data set of the overflight).

Date of recording	Source/Purpose and designation	Images*	Camera Model, Band	Focal length [mm]	Flying Altitude [m a.s.l.]	Type/ Scanning resolution (µm)	Result and resolution	Mean point density of AoI (pts./m ²)
05.06./31.8. and 08.09.1953	BEV/Forest condition estimation, C	124	Wild RC5, BW	210.1	ca. 3330	film/15	DEM (1 m)	7.1
18.08.1971	Land Tirol/ Overall flight Tyrol	91	Wild RC5/ RC8, BW	209.5	ca. 3080	film/12	DEM (1 m)	13.5
24.09.1983	BEV/Kaunertal	7	Wild RC10, BW	152.6	ca. 4840	film/15	DEM (1 m)	9.5
10.10.1990	BEV/KF 171-173	35	Wild RC10, BW	152.6	ca. 5850	film/15	DEM (1 m)	1.5
11.09.1997	BEV/KF 173	25	Wild RC10, BW	152.7	ca. 6010	film/15	DEM (1 m)	1.3
05.09.2003	BEV/Öztaler Alpen/Oberinntal	59	N/A, RGB	305.1	ca. 4800	film/15	DEM (1 m)	0.59

Table 3. Attributes of the airborne LiDAR Data.

Date of recording	Operator/Source	Scanner	Wave length (nm)	Result and resolution	Mean point density (AoI) (pts./m ²)
05.09.2006	Land Tirol (BSF Swissphoto AG)	ALTM 3100/ Gemini (Optech Inc., Canada)	999	DEM, 1 m	5.2
09.09.2008	Land Tirol (BSF Swissphoto AG)	ALTM 3100/ Gemini (Optech Inc., Canada)	999	DEM, 1 m	7
18.07.2012	Milan Geoservice GmbH (commissioned)	Riegl LMSQ 680i-S	1064	DEM, 1 m	15
18.07.2014	Milan Geoservice GmbH (commissioned)	Riegl LMS-VQ580	1064	DEM, 1 m	11.5
05.07.2017	Chair of Physical Geography, Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt	VP1 (Riegl VuxSys-LR)	1550	DEM, 1 m	23.4
23.09.2021	Chair of Physical Geography, Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt	VP1 (Riegl VuxSys-LR)	1550	DEM, 1 m	21.3

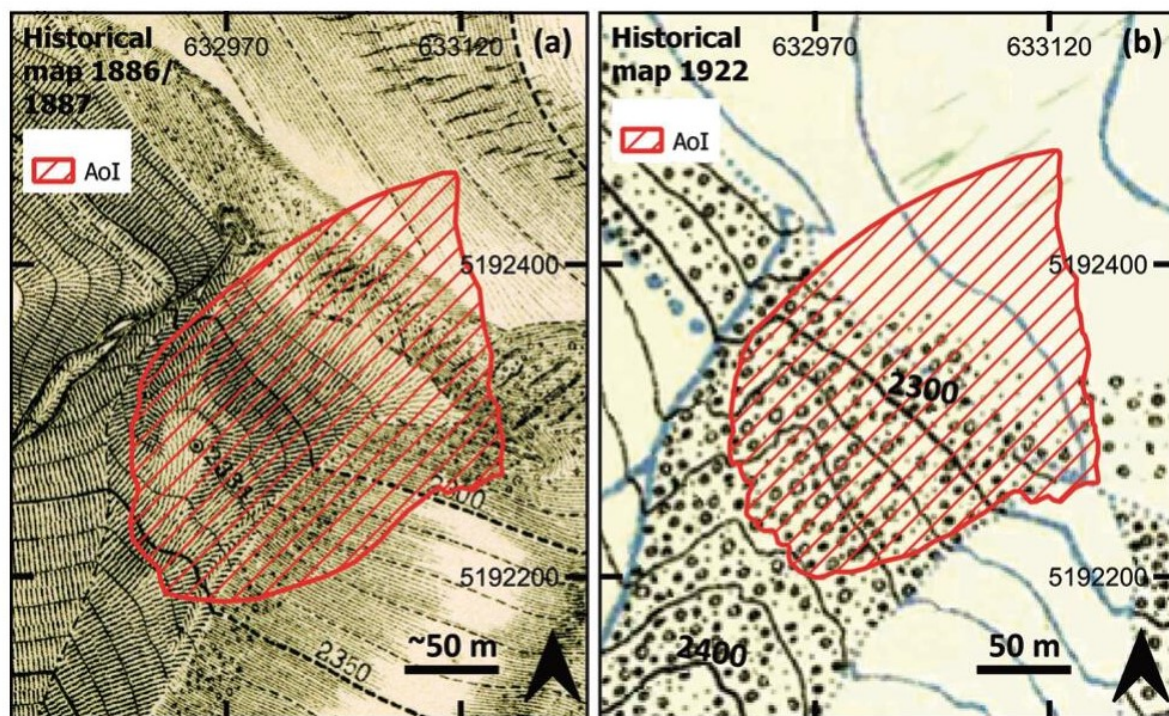


Fig. 3. Section of the AoI of the historical map from (a) 1886/1887 (Finsterwalder & Schunck 1888) and (b) 1922 (Finsterwalder 1928). The determination of the AoI in the 1886/1887 map was slightly adjusted. Additionally, elevation data were added to the 1922 map.

algorithm (ICP) (Besl & McKay 1992, Bakker & Lane 2017) in SAGA-LIS.

3.2.2 DEM of Difference (DoD) generation and volume calculations with error assessment

To determine the volume change of the Earth's surface of each epoch, the DEMs were computed to DoDs by subtracting them accordingly using SAGA-GIS (cell-value $DEM_1 - \text{cell-value } DEM_2 = \text{cell-value DoD}$). The erosion areas were mapped and all values (positive and negative) of this area within the AoI were summed up using the following equation (1):

$$\text{Volume} = \Sigma \text{DoD} * L^2 \quad (1)$$

where ΣDoD is the sum of all DoD values and L^2 the cell size (in this case 1 m).

The determination of the error range of the calculated volume changes of the geomorphologically active areas was done following Anderson (2019), who shows how corresponding uncertainties of net changes based on repeating topographic measurements can be estimated.

Accordingly, the uncorrelated, correlated and systematic error of the DoDs were determined using a nearby stable area (blue hatched in Fig. 6, with a size of 11,925 m²) and the total error of the determined volume change as calculated using the following formula: Eq. (2):

$$\sigma_v = \sqrt{\sigma_{v,re}^2 + \sigma_{v,sc}^2 + \sigma_{v,sys}^2} \quad (2)$$

where $\sigma_{v,re}$ is the uncorrelated error, $\sigma_{v,sc}$ the spatially correlated error and $\sigma_{v,sys}$ the systematic error.

As suggested by Anderson (2019), the application of a threshold (level of detection) to separate actual changes from errors was omitted. Fig. 4 shows the standard deviation, the RMSE, the mean value, the maximum value and the minimum value of the stable area of the respective epoch.

When calculating the error range of the calculated volume change of the AoI within the first epoch (using the 1953/1922 DoD), an additional correction factor was determined to estimate the transformation uncertainties

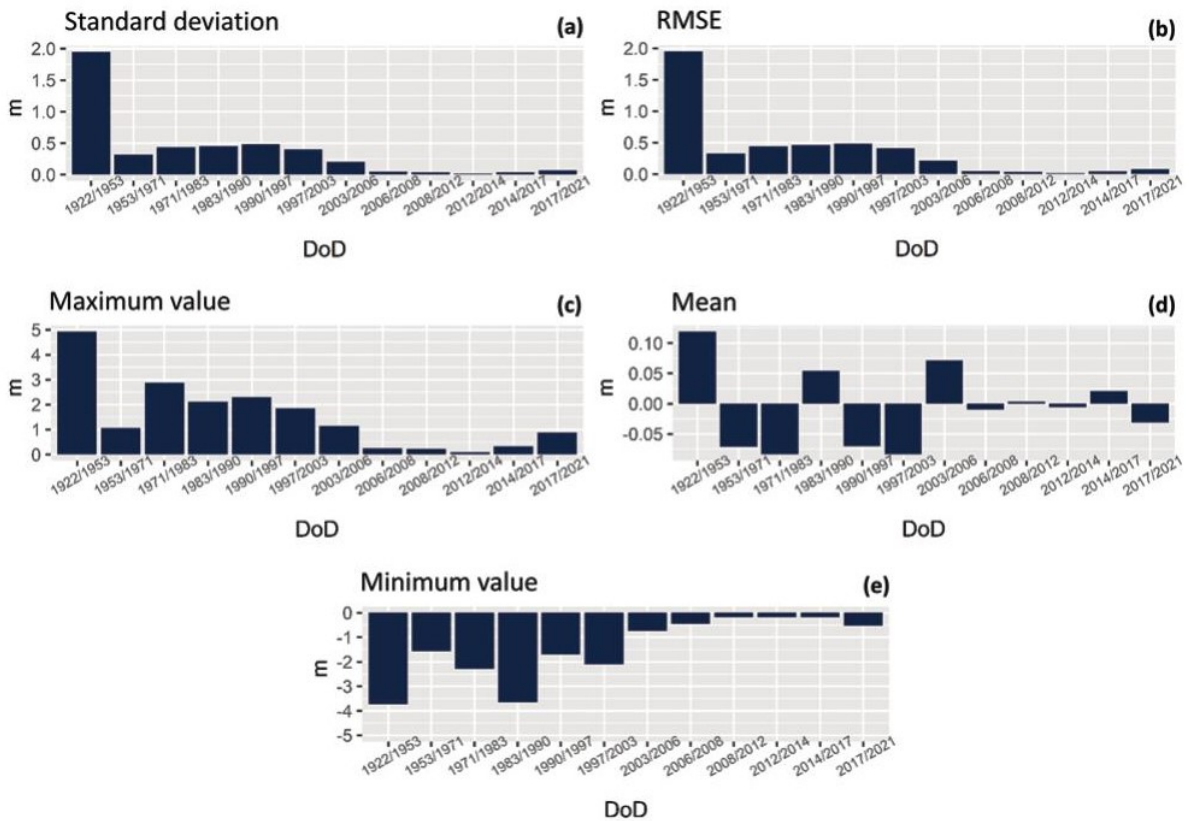


Fig. 4. Error assessment (based on the stable areas in Fig. 6).

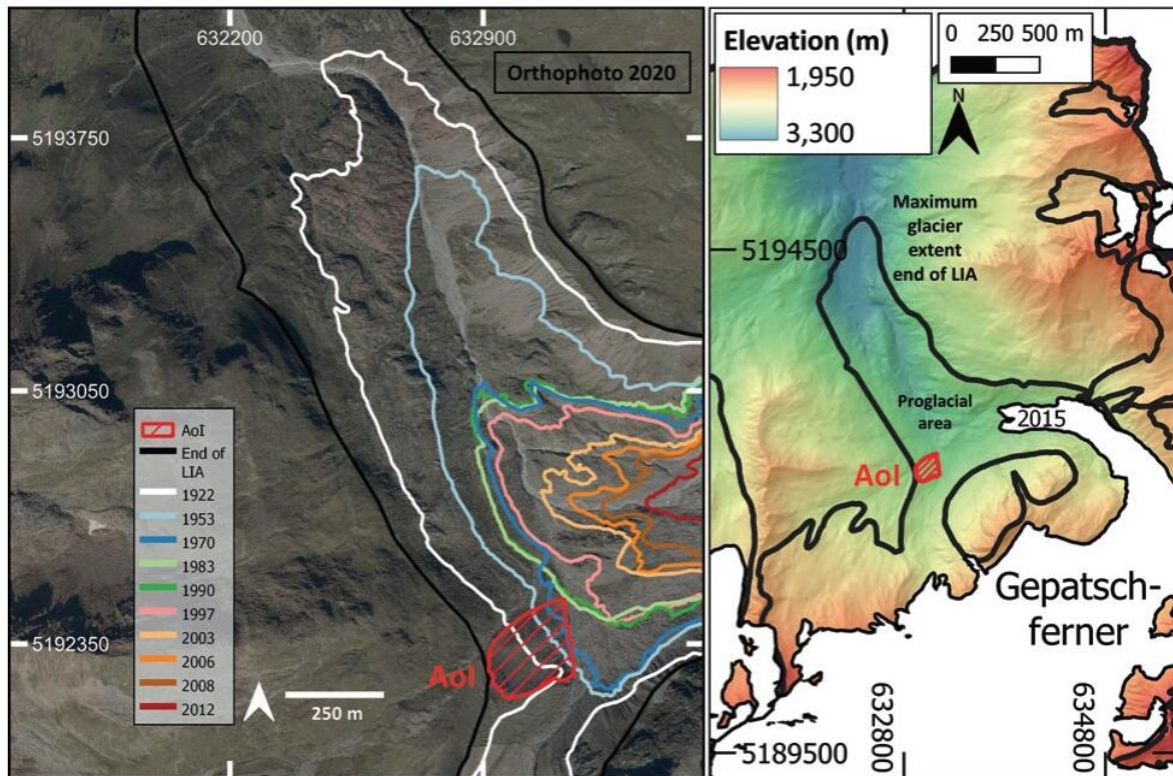


Fig. 5. Mapping of the glacier extents of the Gepatschferner with included AoI. Sources of the glacier extents: End of LIA: Groß & Patzelt (2015), 1922 to 2012: Own mapping by change detection analysis according to Abermann et al., (2010) based on DoDs (see sec. 3.2) (corresponding mapping method also includes mapping of debris-covered glacier parts) and 2015: Buckel & Otto (2018). Source of the orthophoto 2020: Province of Tyrol (Department of Geoinformation, Innsbruck, Austria).

in the interpolation of the contour lines of the 1922 DEM, which can occur especially in complex slope structures (Fleischer et al. 2022). Therefore, two different DEMs were created using the point cloud of 1953 and a corresponding DoD was created to compare the difference between the stable area and the AoI, which involves a much more complex terrain. First, a DEM (5×5 m) was created from the 1953 point cloud (point cloud to grid, aggregate Z, mean) and second, contour lines (20 m) were extracted from the 1953 point cloud and processed into a DEM accordingly (topo to raster, as described in section 3.2.1). The difference between the determined parameters once for the stable area and once of the AoI was used as correction factor. It is assumed that the topography of the AoI does not change when determining the correction factor, therefore the DEM of 1953 was used, as it shows the least changes compared to 1922. The calculated correction error was 1.24 and was multiplied by the error value calculated by Anderson (2019) (Fig. 7).

4 Results and discussion

4.1 Glacier mapping and long-term landslide monitoring from 1922 to 2021 (99 years)

The Gepatschferner retreated considerably since the end of the LIA. As a consequence, the AoI has been ice-free since at least 1980, as could be calculated based on the Euclidian distance (Betz-Nutz et al. 2022) between the two glacier extents of 1983 and 1990 (Fig. 5).

Based on the interpretation of the DoDs, the volume calculations and the profile lines (Figs 6, 7 and 8), the main slide of the lateral moraine deformation could be dated to the years between 1953 and 1971. In this epoch, the erosion area shows negative elevation changes of up to ~25 m, while the corresponding accumulation area assumes values of ~8 m (Fig. 6). However, a considerable part of the accumulation was probably already

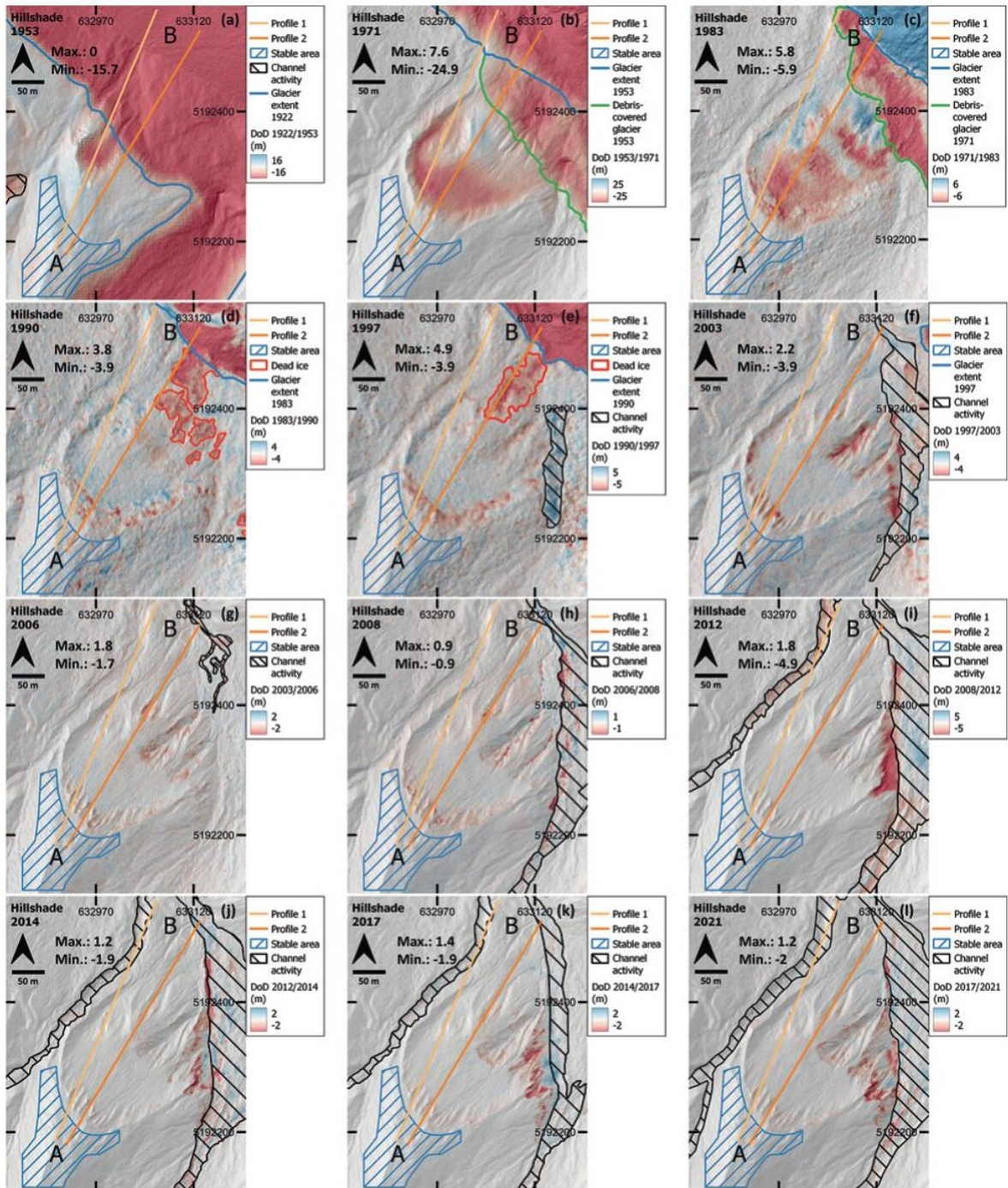


Fig. 6. Spatial and temporal visualisation (a-l) of the landslide area (DoD scale of each map is defined by the minimum or maximum of the variation of the Aol of the corresponding epoch, corresponding values are given – only geomorphological activity). The cross-sections of profile lines 1 and 2 (and profile directions A and B) are shown in Fig. 9.

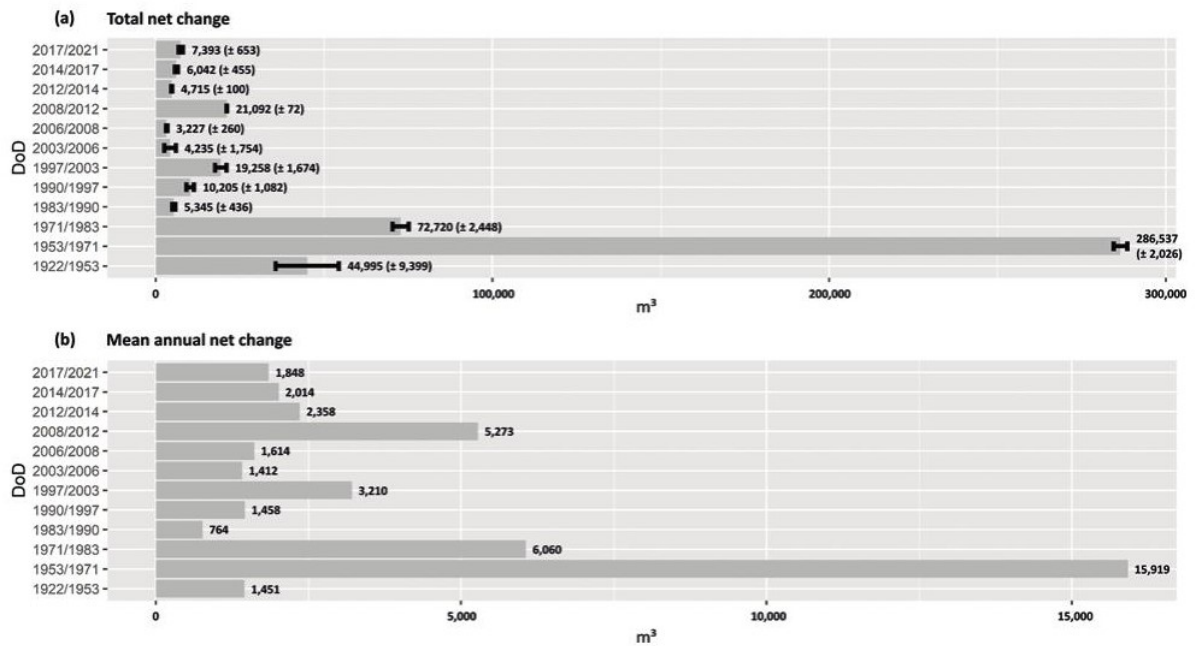


Fig. 7. Calculation of the (a) total and (b) mean annual net change of the epochs of the Aol.

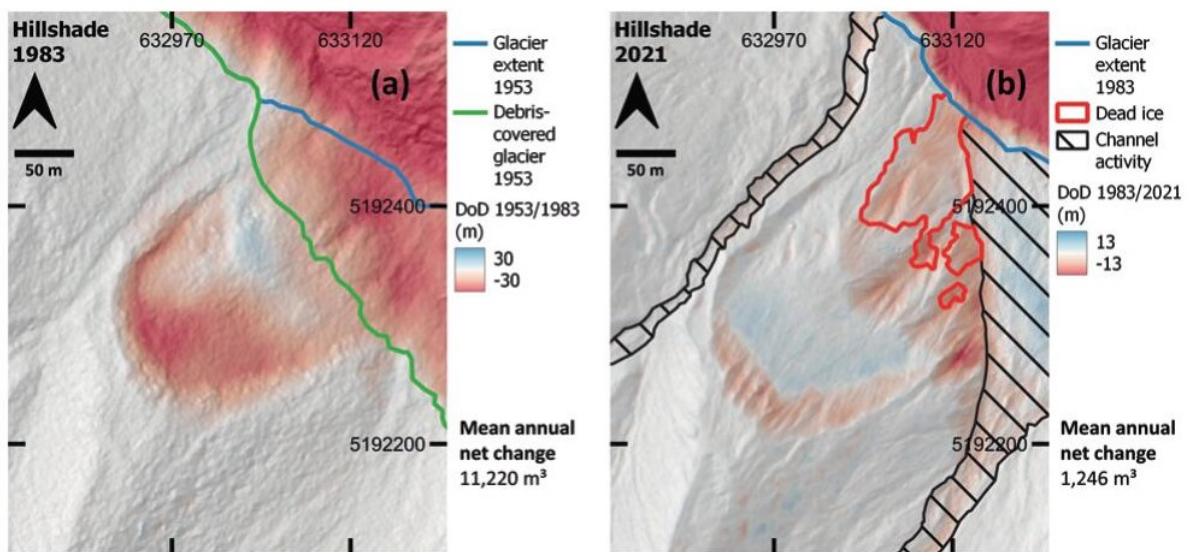


Fig. 8. Summary DoDs of the main periods, (a) mainly landslide processes and (b) mainly gully erosion and erosion on the eastern part of the Aol due to, e.g. slope undercutting. The DoD scale of each map is defined by the minimum and maximum of the variation of Aol of the corresponding epoch (only geomorphological activity). In (b), the mapping of channel activity and dead ice is composed of the individual mappings from Fig. 6 (d-l).

transported downslope on the melting glacier, so that the accumulation area probably had higher values directly after the event. However, the first epoch (1922 to 1953) already shows a smaller slide in the upper part of the AoI, with maximum negative elevation changes of up to 16 m (Fig. 6). An interpretation of the contour lines of the historical map of 1886/1887 (Fig. 3) and the historical terrestrial oblique photo of 1890 (Fig. 1) also shows that there was no evidence of early deformation at these times. This is also indicated by the historic map of 1922, so we assume that no larger landslides occurred between the end of the LIA and 1886/1887, and between 1886/1887 and 1922. Within the period after the main slide (from 1971 to 1983) another landslide process with corresponding accumulation area could be detected, with negative and maximum height changes of up to 6 m (Fig. 6). Thus, different landslide processes could be reconstructed in the 61 years of the first three epochs (1922 to 1983), which, however, are difficult to separate from each other. In addition, based on DoD interpretation, a dead ice influence is very likely in the lower part of the slope until (max.) 1997. In the following decades, the zone of geomorphologically active areas within the AoI has changed considerably. Especially until 2008 (in the epochs 1983 to 1990, 1990 to 1997, 1997 to 2003, 2003 to 2006 and 2006 to 2008), high geomorphological activity can be identified in the upper area of the AoI, which led to the formation of a deeply incised gully system. From 2008 onwards, the geomorphological activity in the gully system is clearly lower. In the epochs from 2008 to 2021 (and from 1997 to 2003), a reworking of the eastern part of the slope is evident due to, e.g. the undercutting of the slope by the adjacent stream (Fagge river).

In addition, due to the different geomorphological processes, several epochs were summarised and corresponding DoDs were generated (Fig. 8). The period from 1953 to 1983 (30 years), which was mainly characterised by landslides, shows a mean annual net change of 11,220 m³. The period from 1922 to 1953 was omitted because only minor changes were registered and a large part of the lateral moraine was still covered by ice. The second period from 1983 to 2021 (38 years), which was mainly characterised by gully erosion and morphodynamic of the eastern part of the AoI (volume of dead ice and channel activity were excluded), shows a mean annual net change of 1,246 m³, which corresponds to a decrease of 89 %. If the previously calculated individual epochs (Fig. 7) are combined, the mean annual net change for the epoch 1953 to 1983 is 11,975 m³ (deviation of 6.3 %) and for the epoch 1983 to 2021 2,145 m³ (deviation of 41.9 %), which corresponds to a decrease of 82 %. This difference is due to the fact that several erosion areas between 1953 and 1983 are not included in the calculation (smaller area) and that the dead ice area in the

second epoch from 1983 to 2021 is significantly smaller in the individual epochs (individual DoDs). Finally, we consider the summary of the calculation of the individual epochs to be less prone to error, so that we can assume a decrease in the mean annual net change of 11,975 m³ (1953 to 1983) and of 2,145 m³ (1983 to 2021), which corresponds to a decrease of 82 % and is mainly due to the different geomorphological processes.

Fig. 9 shows two profile lines from A to B (shown in Fig. 6). Profile line 1 mainly shows a cross profile of the area of the landslide within the first epoch (1922 to 1953) and profile line 2 shows a cross profile of the area of the second landslide (1953 to 1971), the main landslide (with corresponding enlargement of the headcut). In the epoch between 1953 and 1971, the main landslide has a width of about 190 m and a vertical and horizontal change of about 70 and about 100 m, respectively (Fig. 9). The close-up detail of the headcut shows a continuous retreat, although inaccuracies of the DEMs have also led to erroneous overlaps, especially of the 1922 DEM.

The AoI, as the terminal part of the lateral moraine, probably also has a special genesis, as in the corresponding area two outlets of the Gepatschferner were connected during the maximum glacier extent of the LIA (Figs 5 and 6), which probably allowed the formation of a correspondingly high lateral moraine and led to the accordingly large-scale deformation by glacial debuitressing. In this study, based on the reconstruction of the glacier extent as well as the corresponding morphodynamics, especially the landslides between 1922 and 1983, we assume a direct connection between the glacier retreat and the corresponding slope instability.

Compared to the landslide described by Hugenholz et al. (2008) with a volume of about 900,000 m³, the main landslide of this study (1953 to 1971) has a smaller width, but about twice the vertical and horizontal displacement and only a third of the volume of 286,537 (±2,026) m³, whereby the total change over the entire time of almost 100 years is about half with ~486,000 m³. However, the main deformations of both studies occurred at a similar time in the 1950s and 1960s. Mattson & Gardner (1991) detected a total of 25 mass wasting events, mainly rapid failures, in 1984 and 1985 in the glacier forefield of the Boundary glacier (Alberta, Canada). Most of them occurred during or immediately after rainfall events. However, the instability is generally due to the ice-core moraine. The estimated volume of all events totals 35,059 m³, whereby the individual events range from 1 m³ to 7,500 m³, i.e. comparatively small events. The landslide in 2009 shown by Stoffel & Huggel (2012) with a volume of about 300,000 m³ shows a similar erosion volume as the main deformation of this study between 1953 and 1971. The 25 landslides, shown by Emmer et al. (2020) (in the glacier forefield of Kinzl

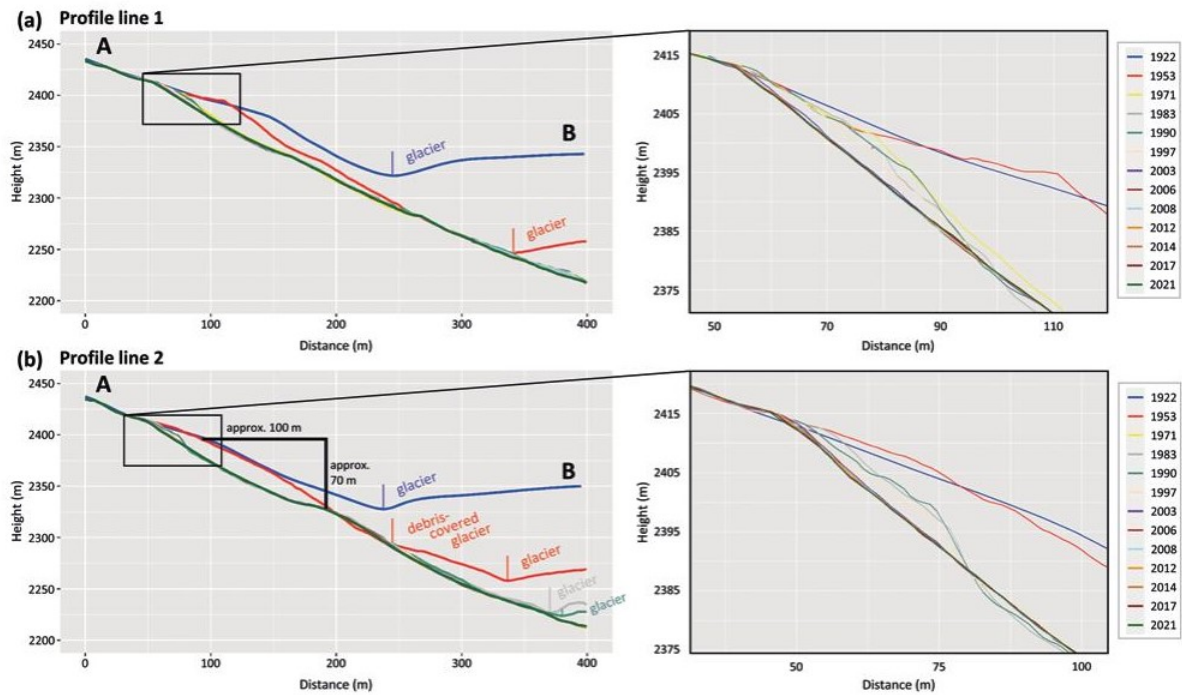


Fig. 9. Profile line 1 (a) and 2 (b) of the landslide and corresponding enlargement of the headcut (20 m swath profile) (Profile line 1 and 2 shown in Fig. 6, A and B show the direction).

Glacier, Peruvian Cordillera Blanca), which are directly or indirectly attributable to the glacier retreat, have a total area of 410,072 m² with a total erosion volume of 10⁶ m³.

However, no statement can be made about the velocity of the landslides, so that it may have been slow, as shown for example by Cody et al. (2020), or fast and sudden slope deformations. As in Cody et al. (2020), it could be shown that landslides are the dominant process during the ice-freeing of the slope. Nevertheless, it can be seen that after the landslides (1922 to 1983) there is a continuous geomorphological activity, with a total of almost 100 years. Due to changes in the type of geomorphological processes in the different epochs, there is also considerable variability in the volume detection of these. In the decades after the landslides, a gully system has formed, presumably due to fluvial and nival erosional processes, slope wash, slope failures and debris flows as shown by Ballantyne (2002b) and Curry et al. (2006). The monitoring of the slope does not indicate a stabilisation of the slope, although the erosion volume has decreased considerably, which is mainly due to the change in the geomorphological processes. Piermattei et al. (2022) showed that a considerable amount of the sediment provided by this slope has reached the adjacent river (Fagge) in recent decades, where it partly accumulated.

4.2 Uncertainty of the historical map, SfM-MVS photogrammetric and LiDAR based DEMs

The approach of combining DEMs from historical maps (1886/1887 and 1922) with subsequent DEMs from aerial photographs (by SfM-MVS photogrammetry) and airborne LiDAR data (Light detection and ranging) (from the middle of the 20th century to the present) shows that this is partially suitable to extend the temporal aspect of (3D) volume change detection of geomorphological slope processes in glacier forefields by several decades. While the stereo photogrammetric map of 1922 (Finsterwalder 1928) was well suited for the corresponding analysis, it also turned out that the 1886/1887 map (Finsterwalder & Schunck 1888), which is based on trigonometric measurements with a theodolite (as well as photos and terrain sketches), has too high inaccuracies for a change detection analysis, as there was a shift of the contour lines by several tens of metres around the AoI (not in the measured points in the entire map). These inaccuracies are surely the result of the interpolation of the less measurement points to contour lines. Nevertheless the 1886/1887 map provides a good picture of the general conditions on and around the AoI and thus can help to understand the geomorphodynamic in this area.

The DEM generated from the 1922 map has some inaccuracies that are difficult to quantify, e.g. due to scanning biases or georeferencing of the map to the contour lines of the 2017 DEM. With 305 clearly identifiable and evenly distributed co-registration points, an usable georeferencing was implemented. In addition, uncertainties arise from the stereo photogrammetric processing of the map, such as the positioning of the photo locations in the field. In this case, Finsterwalder (1928) gives a mean positional accuracy of the photo locations in xy-direction of 0.5 m and a height of 0.3 m. Further uncertainties arise from the large-scale interpolation of the 20 m contour lines. Finally, Fig. 4 shows that the highest uncertainties are found in the 1922 DEM, which also leads to the highest estimated volume error (DoD 1922/1953), which are shown in Fig. 7. Furthermore, it can be seen that the error estimates of DEMs based on airborne LiDAR are also lower compared to DEMs based on aerial photos (SfM photogrammetry), which shows a continuous improvement in the accuracy of surveying the Earth's surface. While the RMSE for the 1922 DEM is 1.95 m, it averages 0.39 m for DEMs generated from aerial images (SfM photogrammetry) (1953 to 2003) and 0.04 m for airborne LiDAR DEMs (2006 to 2021). However, in the case of correspondingly large topographic changes (e.g. landslides), it is quite possible to quantify corresponding changes in the Earth's surface using historical maps, which extends the period of investigation by several decades.

5 Conclusion

In this study, a large-scale landslide at the terminal part of a LIA lateral moraine was investigated. The aim was to combine different topographic data sets from different epochs and thus also based on different remote sensing techniques in order to ensure the longest possible quantitative study period by calculating volume changes of the Earth's surface. Thus, from current LiDAR (2006 to 2021) and historical photogrammetric (aerial photographs from 1953 to 2003) based DEMs, it was also possible to generate a DEM from a stereo photogrammetric map from 1922, ensuring an observation period of almost 100 years. This study thus shows how useful it is to combine different topographic datasets from different epochs, as this allows longer study periods, extending the monitoring of high alpine areas by several decades into the first half of the 20th century. The extension of the study period thus also means that the paraglacial adjustment process of proglacial areas can already be analysed quantitatively several decades before the middle of the 20th century and thus, in addition, earlier slope processes

can also be determined, which is a clear advantage over previous studies. In the first three epochs (in total from 1922 to 1983), several landslides could be quantified and interpreted, whereby the second epoch from 1953 to 1971 represents the period with the largest deformation. The landslides correspond in time to the (almost) continuous glacier retreat, so that we assume the landslides to be a direct consequence of the glacial debuttressing caused by the glacier retreat. In the following epochs, a reworking of the deformation could be observed, so that a continuous geomorphological activity can be described and single geomorphic processes could be distinguished over the entire investigation period of almost 100 years. The gully system shows a persisting geomorphological activity, especially until 2008. Between 2008 and 2021 (and 1997 to 2003), a reworking of the eastern part could be observed, probably due to the slope undercutting of the adjacent river, as sediment activity within the channel can also be observed during these epochs. This shows that the reworking of lateral moraines is on the one hand a process, which is governed by different geomorphic processes and a steady decline of geomorphic activity, but that such a steady state could be disturbed by e.g. a single process like undercutting. The comparison with similar studies shows that surveys about large-scale landslides of lateral moraines are very rare and that special conditions were present in each case. In this case, the formation of the lateral moraine probably also plays a role, because the interconnection of two different outlets of the Gepatsch glacier led to a correspondingly large formation of the terminal part of the lateral moraine, which lost stability due to the retreat of the glacier. Beside this, no other studies used historical maps for a quantitative analysis of morphological changes over an investigation period of almost 100 years. However, due to the higher uncertainties of the historical map-based DEMs compared to the photogrammetric and LiDAR-based DEMs, only major topographic changes can probably be quantified and interpreted within the corresponding epoch. However, the study shows that historical maps are well suited to extend the monitoring of proglacial areas in time, so we encourage scientists to search for further historical maps and to carry out corresponding morphodynamic analyses in order to get a better picture of long-term changes in proglacial areas.

Competing interests: All authors declare that they have no conflicts of interest. Funding and

Funding and Acknowledgements: The study is part of the SEHAG project ("Sensitivity of High Alpine Geosystems

to Climate Change Since 1850”), which was funded by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG, German Research Foundation; project number 394200609) and the Austrian Science Fund (FWF), for which we would like to express our gratitude. We would also like to thank the Federal Office of Metrology and Surveying (BEV, Vienna, Austria) and the Province of Tyrol (Department of Geoinformation, Innsbruck, Austria) for providing the historical aerial photographs. In addition, we would like to thank the pioneers of surveying high alpine areas, e.g. S. Finsterwalder, H. Schunck, A. Blümcke, S. Ulrich, R. Finsterwalder and J. Sartorius, who made a correspondingly long survey period in the Upper Kaunertal possible. Additionally, we thank the two anonymous reviewers for the constructive comments which significantly helped to improve the manuscript. The open access publication of this article was supported by the Open Access Fund of the Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt.

References

- Abermann, J., Fischer, A., Lambrecht, A., & Geist, T. (2010). On the potential of very high-resolution repeat DEMs in glacial and periglacial environments. *The Cryosphere*, 4(1), 53–65. <https://doi.org/10.5194/tc-4-53-2010>
- Altmann, M., Piermattei, L., Haas, F., Heckmann, T., Fleischer, F., Rom, J., ... Becht, M. (2020). Long-Term Changes of Morphodynamics on Little Ice Age Lateral Moraines and the Resulting Sediment Transfer into Mountain Streams in the Upper Kauner Valley, Austria. *Water (Basel)*, 12(12), 3375. <https://doi.org/10.3390/w12123375>
- Altmann, M., Pfeiffer, M., Haas, F., Rom, J., Fleischer, F., Heckmann, T., ... Becht, M. (2023). Long-term monitoring (1953–2019) of geomorphologically active sections on LIA lateral moraines under changing meteorological conditions. *EGU sphere* [Preprint], <https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1512>
- Anderson, S. W. (2019). Uncertainty in quantitative analyses of topographic change: Error propagation and the role of thresholding. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44(5), 1015–1033. <https://doi.org/10.1002/esp.4551>
- Bakker, M., & Lane, S. (2017). Archival photogrammetric analysis of river-floodplain systems using Structure from Motion (SfM) methods. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(8), 1274–1286. <https://doi.org/10.1002/esp.4085>
- Ballantyne, C. K. (2002a). A general model of paraglacial landscape response. *The Holocene*, 12(3), 371–376. <https://doi.org/10.1191/0959683602hl553fa>
- Ballantyne, C. K. (2002b). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21(18-19), 1935–2017. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00005-7](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00005-7)
- Ballantyne, C. K., & Benn, D. I. (1994). Paraglacial Slope Adjustment and Resedimentation following Recent Glacier Retreat, Fåbergstølsdalen, Norway. *Arctic and Alpine Research*, 26(3), 255–269. <https://doi.org/10.2307/1551938>
- Besl, P. J., & McKay, N. D. (1992). Method for registration of 3-D shapes. In P. S. Schenker (Ed.), *SPIE Proceedings, Sensor Fusion IV: Control Paradigms and Data Structures* (pp. 586–606). SPIE. <https://doi.org/10.1117/12.57955>
- Betz-Nutz, S., Heckmann, T., Haas, F., & Becht, M. (2023). Development of the morphodynamics on Little Ice Age lateral moraines in 10 glacier forefields of the Eastern Alps since the 1950s. *Earth Surface Dynamics*, 11(2), 203–226. <https://doi.org/10.5194/esurf-11-203-2023>
- Blair, R. W. (1994). Moraine and Valley Wall Collapse due to Rapid Deglaciation in Mount Cook National Park, New Zealand. *Mountain Research and Development*, 14(4), 347. <https://doi.org/10.2307/3673731>
- Bollmann, E., Sailer, R., Briese, C., Stötter, J., & Fritzmann, P. (2011). Potential of airborne laser scanning for geomorphologic feature and process detection and quantifications in high alpine mountains. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 55(2), 83–104. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2011/0055S2-0047>
- Buckel, J., & Otto, J.-C. (2018). The Austrian Glacier Inventory GI 4(2015) in ArcGis (shapefile) format, supplement to: Buckel, Johannes; Otto, Jan-Christoph; Prasicek, Günther; Keuschnig, Markus (2018): Glacial lakes in Austria – Distribution and formation since the Little Ice Age. *Global and Planetary Change*, 164, 39–51. PANGAEA – Data Publisher for Earth & Environmental Science. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.887415>
- Cody, E., Anderson, B. M., McColl, S. T., Fuller, I. C., & Purdie, H. L. (2020). Paraglacial adjustment of sediment slopes during and immediately after glacial debuttressing. *Geomorphology*, 371, 107411. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107411>
- Copernicus (2016). Hillshade derived from EU-DEM version 1.0. Retrieved from <https://land.copernicus.eu/imagery-in-situ/eu-dem/eu-dem-v1-0-and-derived-products/hillshade?tab=metadata>
- Curry, A. M., Cleasby, V., & Zukowskyj, P. (2006). Paraglacial response of steep, sediment-mantled slopes to post-Little Ice Age glacier recession in the central Swiss Alps. *Journal of Quaternary Science*, 21(3), 211–225. <https://doi.org/10.1002/jqs.954>
- Deline, P., Gruber, S., Delaloye, R., Fischer, L., Geertsema, M., Giardino, M., & Schoeneich, P. (2015). Ice Loss and Slope Stability in High-Mountain Regions. In W. Haeberli, C. Whiteman, & J. F. Shroder (Eds.), *Hazards and disasters series. Snow and ice-related hazards, risks, and disasters* (pp. 521–561). Amsterdam: Elsevier; <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-394849-6.00015-9>
- Emmer, A., Klimeš, J., Hölbling, D., Abad, L., Draebing, D., Skalák, P., ... Zahradníček, P. (2020). Distinct types of landslides in moraines associated with the post-LIA glacier thinning: Observations from the Kinzl Glacier, Huascarán, Peru. *The Science of the Total Environment*, 739, 139997. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.139997>
- Finsterwalder, S. (1928). Begleitworte zur Karte des Gepatschferners. *Zeitschrift für Gletscherkunde*, XVI(1/2), 20–41.
- Finsterwalder, S., & Schunck, H. (1888). Die Zunge des Gepatschferners 1886/87. *Zeitschrift Des Deutschen Und Oesterreichischen Alpenvereins*, Tafel 4.
- Fleischer, F., Haas, F., Altmann, M., Rom, J., Knoflach, B., & Becht, M. (2022). Combination of historical and modern data to decipher the geomorphic evolution of the Innere Ötgruben rock glacier, Kaunertal, Austria, over almost

- a century (1922–2021). *Permafrost and Periglacial Processes*; Advance online publication. <https://doi.org/10.1002/ppp.2178>
- Fleischer, F., Haas, F., Piermattei, L., Pfeiffer, M., Heckmann, T., Altmann, M., ... Becht, M. (2021). Multi-decadal (1953–2017) rock glacier kinematics analysed by high-resolution topographic data in the upper Kaunertal, Austria. *The Cryosphere*, 15(12), 5345–5369. <https://doi.org/10.5194/tc-15-5345-2021>
- Geological Survey of Austria (1999). Geological map of Austria, 1:2.000.000. Vienna.
- Groß, G., & Patzelt, G. (2015). The Austrian Glacier Inventory for the Little Ice Age Maximum (GI LIA) in ArcGIS (shapefile) format. PANGAEA – Data Publisher for Earth & Environmental Science. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.844987>
- Guo, C., Xu, Q., Dong, X., Li, W., Zhao, K., Lu, H., & Ju, Y. (2021). Geohazard Recognition and Inventory Mapping Using Airborne LiDAR Data in Complex Mountainous Areas. *Journal of Earth Science*, 32(5), 1079–1091. <https://doi.org/10.1007/s12583-021-1467-2>
- Haerberli, W., Schaub, Y., & Huggel, C. (2017). Increasing risks related to landslides from degrading permafrost into new lakes in de-glaciating mountain ranges. *Geomorphology*, 293, 405–417. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.02.009>
- Heckmann, T., & Morche, D. (Eds.). (2019). *Geography of the Physical Environment. Geomorphology of proglacial systems: Landform and sediment dynamics in recently deglaciated alpine landscapes*. Cham, Switzerland: Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-94184-4>
- Hilger, L. (2017). *Quantification and regionalization of geomorphic processes using spatial models and high-resolution topographic data: A sediment budget of the Upper Kauner Valley, Ötztal Alps*. (Doctoral thesis). Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt, Eichstätt.
- Hock, R., Rasul, G., Adler, C., Cáceres, B., Gruber, S., Hirabayashi, Y., Jackson, M., ... Milner, A. L. (2019). High Mountain Areas: In: H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.), *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* (pp. 131–202). Cambridge, UK and New York, NY, USA: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157964.004>
- Hugenholtz, C. H., Moorman, B. J., Barlow, J., & Wainstein, P. A. (2008). Large-scale moraine deformation at the Athabasca Glacier, Jasper National Park, Alberta, Canada. *Landslides*, 5(3), 251–260. <https://doi.org/10.1007/s10346-008-0116-5>
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Maisch, M., Christl, M., Kubik, P. W., & Schlüchter, C. (2009). Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary Science Reviews*, 28(21–22), 2137–2149. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.03.009>
- James, L. A., Hodgson, M. E., Ghoshal, S., & Latiolais, M. M. (2012). Geomorphic change detection using historic maps and DEM differencing: The temporal dimension of geospatial analysis. *Geomorphology*, 137(1), 181–198. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.10.039>
- Lane, S., Bakker, M., Gabbud, C., Micheletti, N., & Saugy, J.-N. (2017). Sediment export, transient landscape response and catchment-scale connectivity following rapid climate warming and Alpine glacier recession. *Geomorphology*, 277, 210–227. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.02.015>
- Matthews, J. A., & Briffa, K. R. (2005). The ‘little ice age’: Re-evaluation of an evolving concept. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 87(1), 17–36. <https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.2005.00242.x>
- Mattson, L. E., & Gardner, J. S. (1991). Mass Wasting on Valley-Side Ice-Cored Moraines, Boundary Glacier, Alberta, Canada. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 73(3–4), 123–128. <https://doi.org/10.1080/04353676.1991.11880337>
- McNabb, R. (2019). pybob: <https://github.com/iamdonovan/pybob/tree/44467f670811548c4caba5c29eb4b6a66615a6d>, last access: 06.05.2021.
- Midgley, N. G., & Tonkin, T. N. (2017). Reconstruction of former glacier surface topography from archive oblique aerial images. *Geomorphology*, 282, 18–26. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.01.008>
- Nicolussi, K., & Kerschner, H. (2014). Lateglacial and Holocene advance record of the Gepatschferner, Kaunertal, Tyrol. From the foreland to the Central Alps. Field Trips to selected sites of Quaternary research in the Tyrolean and Bavarian Alps. In H. Kerschner, K. Krainer, & C. Spötl (Eds.), (pp. 144–151). Berlin: Geozon.
- Nicolussi, K., & Patzelt, G. (2001). Untersuchungen zur holozänen Gletscherentwicklung von Pasterze und Gepatschferner (Ostalpen). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 36, 1–88.
- Piermattei, L., Heckmann, T., Betz-Nutz, S., Altmann, M., Rom, J., Fleischer, F., ... Becht, M. (2022). Evolution of an Alpine proglacial river during seven decades of deglaciation quantified from photogrammetric and LiDAR digital elevation models. [Preprint]. *Earth Surface Dynamics Discussions*; Advance online publication. <https://doi.org/10.5194/esurf-2022-63>
- Sailer, R., Bollmann, E., Hoinkes, S., Rieg, L., Sproß, M., & Stötter, J. (2012). Quantification of geomorphodynamics in glaciated and recently deglaciated terrain based on airborne laser scanning data. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 94(1), 17–32. <https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2012.00456.x>
- Schiefer, E., & Gilbert, R. (2007). Reconstructing morphometric change in a proglacial landscape using historical aerial photography and automated DEM generation. *Geomorphology*, 88(1–2), 167–178. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.11.003>
- Stark, M., Rom, J., Haas, F., Piermattei, L., Fleischer, F., Altmann, M., & Becht, M. (2022). Long-term assessment of terrain changes and calculation of erosion rates in an alpine catchment based on SfM-MVS processing of historical aerial images. How camera information and processing strategy affect quantitative analysis. *Journal of Geomorphology*. Advance online publication. <https://doi.org/10.1127/jgeomorphology/2022/0755>
- Stoffel, M., Tiranti, D., & Huggel, C. (2014). Climate change impacts on mass movements – Case studies from the

5.3 Forschungsartikel III

Titel:	Long-Term Changes of Morphodynamics on Little Ice Age Lateral Moraines and the Resulting Sediment Transfer into Mountain Streams in the Upper Kauner Valley, Austria
Autoren:	Moritz Altmann, Livia Piermattei, Florian Haas, Tobias Heckmann, Fabian Fleischer, Jakob Rom, Sarah Betz-Nutz, Bettina Knoflach, Svenja Müller, Katharina Ramskogler, Madlene Pfeiffer, Florentin Hofmeister, Camillo Ressler, Michael Becht
Journal:	Water
Verlag:	MDPI (Multidisciplinary Digital Publishing Institute)
Jahrgang:	12
Ausgabe:	12
Status:	Veröffentlicht im Dezember 2020
Special Issue:	“Transformation of Glacial and Periglacial Environments in Mountain Regions“
DOI:	10.3390/w12123375
Zitieren als:	Altmann, Moritz; Piermattei, Livia; Haas, Florian; Heckmann, Tobias; Fleischer, Fabian; Rom, Jakob et al. (2020): Long-Term Changes of Morphodynamics on Little Ice Age Lateral Moraines and the Resulting Sediment Transfer into Mountain Streams in the Upper Kauner Valley, Austria. In: <i>Water</i> 12 (12), S. 3375. DOI: 10.3390/w12123375.



Article

Long-Term Changes of Morphodynamics on Little Ice Age Lateral Moraines and the Resulting Sediment Transfer into Mountain Streams in the Upper Kauner Valley, Austria

Moritz Altmann ^{1,*}, Livia Piermattei ², Florian Haas ¹, Tobias Heckmann ¹, Fabian Fleischer ¹, Jakob Rom ¹, Sarah Betz-Nutz ¹, Bettina Knoflach ³, Svenja Müller ³, Katharina Ramskogler ⁴, Madlene Pfeiffer ⁵, Florentin Hofmeister ⁶, Camillo Ressler ⁷ and Michael Becht ¹

¹ Department of Physical Geography, Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt, 85072 Eichstätt, Germany; Florian.Haas@ku.de (F.H.); Tobias.Heckmann@ku.de (T.H.); Fabian.Fleischer@ku.de (F.F.); JRom@ku.de (J.R.); Sarah.Betz@ku.de (S.B.-N.); Michael.Becht@ku.de (M.B.)

² Department of Geosciences, University of Oslo, 0316 Oslo, Norway; Livia.Piermattei@geo.uio.no

³ Department of Geography, University of Innsbruck, 6020 Innsbruck, Austria; Bettina.Knoflach@uibk.ac.at (B.K.); Svenja.Mueller@uibk.ac.at (S.M.)

⁴ Department of Botany, University of Innsbruck, 6020 Innsbruck, Austria; Katharina.Ramskogler@uibk.ac.at

⁵ Institute of Geography, University of Bremen, 28359 Bremen, Germany; Madlene.Pfeiffer@uni-bremen.de

⁶ Department of Civil, Geo and Environmental Engineering, Technical University of Munich, 80333 Munich, Germany; Florentin.Hofmeister@tum.de

⁷ Department of Geodesy and Geoinformation, TU Wien, 1040 Vienna, Austria; Camillo.Ressler@geo.tuwien.ac.at

* Correspondence: MAltmann@ku.de

Received: 31 October 2020; Accepted: 27 November 2020; Published: 1 December 2020



Abstract: Since the end of the Little Ice Age (LIA), formerly glaciated areas have undergone considerable changes in their morphodynamics due to external forces and system-internal dynamics. Using multi-temporal high-resolution digital elevation models (DEMs) from different remote sensing techniques such as historical digital aerial images and light detection and ranging (LiDAR), and the resulting DEMs of difference (DoD), spatial erosion and accumulation patterns can be analyzed in proglacial areas over several decades. In this study, several morphological sediment budgets of different test sites on lateral moraines and different long-term periods were determined, covering a total period of 49 years. The test sites show high ongoing morphodynamics, and therefore low vegetation development. A decrease as well as an increase of the mean annual erosion volume could be demonstrated at the different test sites. All test sites show a slope–channel coupling and a decrease in the efficiency of sediment transport from slopes to channels. These developments are generally subject to conditions of increasing temperature, decreasing short-term precipitation patterns and increasing runoff from adjacent mountain streams. Finally, the study shows that sediment is still available on the investigated test sites and the paraglacial adjustment process is still in progress even after several decades of deglaciation (~133 years).

Keywords: geomorphic coupling; glacier retreat; historical aerial images; lateral moraines; LiDAR; morphological sediment budget; photogrammetry; proglacial areas; sediment transfer; surface change detection

1. Introduction

Due to global warming and changes in precipitation pattern, high alpine geosystems have undergone considerable changes since the end of the Little Ice Age (LIA) around 1850 [1,2]. This includes rapid retreat of glaciers [3–6], permafrost-thawing [3,7], changes in alpine vegetation [8,9], and water discharge [10–12].

As a result of this glacier loss, a large part of the formerly glaciated terrain has been exposed during the recent decades. On these lateral moraines, intense morphodynamics have taken place due to paraglacial reworking [1,2,13–18]. The high morphodynamics of these slopes and the spatial proximity to the channel system can lead in turn to an increased sediment transfer from the slopes to the channels [15,19–24], which can also lead to sediment input into reservoirs used for hydropower [25,26]. The sediment regime of mountain slopes can be described by complex sediment cascades [27–31], which include various geomorphic processes [26,32,33]. These processes are in turn linked to external forces, e.g., precipitation events, and to system-internal dynamics. The latter represent, e.g., process interactions such as geomorphic (de)coupling, describing sediment transfer on a small spatial scale, and sediment connectivity, describing the integrated coupling state of a system at the meso and macro scales [34,35]. In recent decades, geomorphological research has focused on this in different concepts [36–41]. These coupling states determine the transport from the slopes to the channels (lateral sediment transfer) [37–39,42–44], as well as the sediment transport in the channels (longitudinal sediment transfer) [36,38,39,45–48] and are subject to changes in different timescales [42,49]. In addition, a distinction is made between structural and functional connectivity [50–52]. Structural connectivity describes the extent to which different landscape units are adjacent or physically connected to each other [51], while functional connectivity describes the process dynamics, e.g., geomorphological processes through which sediment or water is transferred between different landscape elements [51].

Proglacial areas are affected by strong geomorphological changes [18], as these are vulnerable to numerous geomorphic processes, like fluvial erosion, slope wash, mass movements, debris flows and the sediment transport through ground avalanches due to the unconsolidated material, the missing or sparse vegetation, the high slope gradients and the occurrence of ground ice [14,15,21,24,26,33,53]. Several studies showed a decrease in morphodynamics on LIA lateral moraines after a certain time of deglaciation, while other studies showed an ongoing intense morphodynamic even after several decades. Church and Ryder (1972) [13] indicated an increase in geomorphological activity by fluvial erosion after deglaciation, which continues as long as sediment is available, while Ballantyne (2002) [14] used a conceptual model (exhaustion model) to show that the reworking processes decrease exponentially over time in a system that is considered sensitive and susceptible to disturbances, which can cause delays. Curry et al. (2006) [15] classified the geomorphological activity (of mainly debris flows) over time and demonstrated that the highest phase occurs after about 50 years and a levelling by filling of the gullies occurs after 80–140 years. Furthermore, Carrivick et al. (2013) [54] indicate that geomorphological activity (areal extent and intensity) decreases with increasing distance from the glacier. This decrease in activity with increasing distance from the glacier is also described by Dusik (2019) [23]. However, the latter also describes an ongoing intense morphodynamic and no stabilisation of these areas after several decades of deglaciation. Betz et al. (2019) [55] showed in a comparison of several test sites of different lateral moraines both a decrease and an ongoing high morphodynamic after several decades, caused by thawing of dead ice, which can take decades [56], high slope gradients and undercutting of the slopes by the adjacent rivers. In addition, Cossart and Fort (2008) [17] also showed that the conceptual models, such as those of Ballantyne (2002) [14] and Curry et al. (2006) [15], are not always applicable, since reaching the maximum sediment yield of these slopes can be influenced by various parameters (e.g., the complexity of the depositional forms) and the paraglacial adjustment process can thus be delayed over several decades. After ice release, the developed vegetation can also lead to stabilisation [57], while heavy rainfall events can lead to sediment transporting processes [58,59] and a higher slope channel coupling [21,23,24].

The reconstruction of morphodynamic changes (surface change detection) in proglacial areas can be analyzed in high spatial and temporal resolution by processing accurate and precise digital elevation models (DEM) in different time intervals and deriving the height change from the resulting DEM of differences (DoD). Thus, sediment budget studies can be determined quickly and easily. The use of different remote sensing techniques for the acquisition of repeated topographic data also allows this approach to be applied to a time interval of several decades by analysing overlapping historical aerial images, using photogrammetry [16,55,60–62] and current LiDAR data (light detection and ranging) from airborne or terrestrial platforms [63–66]. The sediment budget approach, widely used in geomorphological research with different methods, allows to detect surface changes of sediment sources and sinks, to interpret the geomorphic processes and to analyse and quantify the amount of erosion, accumulation, re-mobilisation, and finally the sediment volume balances of geomorphic systems, e.g., in rivers [67–72] or on mountain slopes [73–77]. In addition to DoD analyses, geophysical measurement methods, such as ground-penetrating radar, can be used to investigate accumulation areas and their different types of sedimentary structures [78,79]. There are many short-term morphological (sediment) budget studies (several month or years) in proglacial areas [21–24,26,80], but quantitative long-term studies over several decades, involving multiple processes and different time periods on lateral moraines and the resulting sediment transfer from slopes to mountain streams are rare due to the difficulty of access to the terrain and the lack of long-term data [26]. Therefore, there is an increasing need for research in these areas, which includes the monitoring of these systems through repetitive and high-resolution topographic data [53].

Thus, this study aims to analyse and quantify two long-term periods (1970/1971–2006; 2006–2019) of sediment erosion and accumulation balances on three test sites on LIA lateral moraines in an alpine catchment area (Upper Kauner Valley, Central Alps, Tyrol, Austria), using the morphological sediment budgeting approach [81]. Moreover, the resulting sediment transfer from the slopes into the proglacial river system was measured. The reconstruction of multitemporal digital elevation models (DEMs) is based on photogrammetry with historical aerial photos, airborne laser scanning (ALS) and terrestrial laser scanning (TLS) for the years 1970/1971, 2006, and 2019, respectively. The long-term morphodynamic analysis of selected LIA lateral moraines takes into account the different characteristics of the areas of interest (e.g., size, slope length, slope gradient, and elevation), the occurring vegetation and the changing meteorological and hydrological conditions of this high alpine geosystem.

2. Study Area and Locations of the Measurements

The test sites are located in Upper Kauner Valley in the Ötztaler Alps, which is part of the Central Austrian Alps (Tyrol/Austria) and belongs geologically to the Austroalpine crystalline complex [82,83]. The bedrock lithology is dominated by crystalline rocks, mainly ortho- and paragneisses [84]. The valley is oriented in a north–south direction and borders the main Alpine divide and Italy in the southern part. The elevations range from 1810 m (Gepatsch reservoir) to 3535 m a.s.l. (Hochvernagtspitze) and 29.7% (2015) of the 62 km² catchment area is glaciated [85]. The Gepatsch- and Weißsee glacier reached their maximum extent at the end of the LIA around 1855, which was investigated, e.g., for the Gepatsch glacier by Nicolussi and Patzelt (2001) [86] and shown by Sonklar (1861) [87]. In 1886 and 1887, the Gepatsch glacier and the adjacent areas were first measured trigonometrically by Finsterwalder et al. (1888) [88]. This measurement was repeated in a survey in 1922, this time also including the Weißsee glacier [89]. Since having reached the maximum extent, these glaciers have continuously lost ice mass and length, with two exceptions between 1920/1921 and 1977 to 1988, when minor re-advances occurred, as documented, e.g., for the Gepatschferner [86]. Since the end of the LIA until 2015 the Gepatsch glacier has lost about 2.8 km and the Weißsee glacier about 1.8 km of length. Due to the good data basis (e.g., maps, terrestrial, and aerial images/orthophotos) of these glaciers since the end of LIA, the glacier extents could be continuously documented for the last decades (Figure 1). The three test sites are located on the lateral moraines of the Gepatsch glacier (named G1 and G2), drained by the Fagge River, and the Weißsee glacier (named W1), drained by the Riffler River

(a tributary to the Fagge River). The test sites are characterised by intense paraglacial morphodynamics and low vegetation cover. The material of the slopes can be described as typical moraine material, which is unsorted and contains grain sizes from silt to boulders. The valley belongs to the inner-alpine dry province and is described as a continental one with low mean annual precipitation values and is one of the driest regions of the Alps [26,90]. Figure 1 and Table 1 give an overview.

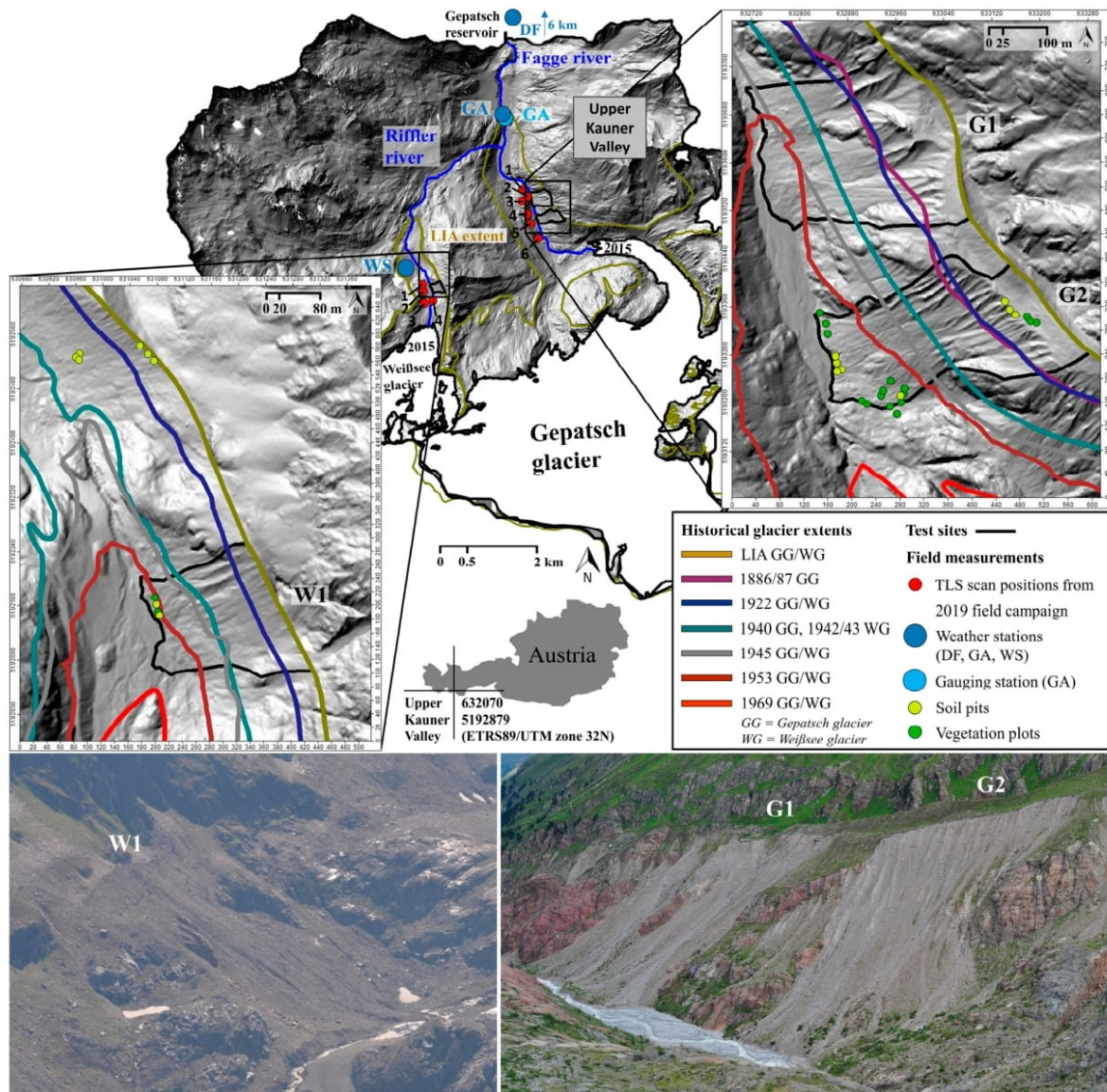


Figure 1. Location of the test sites, historical glacier extents, TLS positions, soil pits, vegetation plots, and the meteorological and hydrological measurement stations. The images were taken during the 2019 field campaign on 26 August 2019 (W1/southern direction) and 12 August 2019 (G1 and G2/northeast direction). Sources of the Hillshades: 2017: ALS (Section 3.1) and 2019: TLS (Section 3.1). Sources of the glacier extents: ~1855/End of LIA: Own mapping of the lateral moraines in the field, from orthophotos (e.g., 1953/2015, Section 3.1) and DEMs (e.g., 2017, Section 3.1), 1886/1887: Finsterwalder et al. (1888) [88] in the corresponding map of Brunner (1988) [91], 1922: Finsterwalder (1928) [89], 1940: Henninger (1985) [92] in the corresponding map of Brunner (1988) [93], 1942/1943: ÖAV and DAV (1962) [94], 1945: Army Map Service (1952) [95], 1953: Orthophoto (BEV, Section 3.1), 1969: Patzelt (2015) [96], and 2015: Buckel and Otto (2018) [85].

Table 1. Characteristics of the test sites. Values were derived from the 2019 DEM (Section 3.1).

Test Site	Location (Centre) (ETRS89/UTM Zone 32N, EPSG Code: 25832)	Aspect	Range of Elevation (Ellipsoidal Heights) (m)	Size (km ²)	Max. Slope Length (m)	Mean (and Max.) Slope Gradient (°)	Start of Deglaciation	Completely Deglaciated between (See Figure 1)
G1	E 632864 N 5193652	W	2070–2280	0.081	330	33.95 (ca. 75)	End of LIA/~1855	1953 and 1969
G2	E 633000 N 5193307	W	2090–2360	0.066	370	35.07 (ca. 75)	End of LIA/~1855	1953 and 1969
W1	E 631170 N 5192139	W	2600–2730	0.033	170	33.40 (ca. 70)	End of LIA/~1855	1953 and 1969

3. Materials and Methods

3.1. Photogrammetric and LiDAR Data Collection, Processing, and DEM Generation

For the generation of the historical DEMs (1970 and 1971), digital historical aerial images were used, which were provided by the Office of the Tyrolean Government, Department of Geoinformation (Tyrol, Austria). The digitized images (scanning resolution: 12 μm) were provided in TIFF format together with the corresponding calibration protocol of the camera [97,98]. The flights on 29 September 1970 covered the northern part of the Upper Kauner Valley including the Gepatsch glacier forefield (test sites G1/G2) and on 18 August 1971 covered the southern part of the Upper Kauner Valley including the Weißsee glacier forefield (test site W1) (Figure 2/Table 2). The historical images were processed in Agisoft Metashape Professional software package (<https://www.agisoft.com/>; software version: 1.5.5.9097), which allows the use of fiducial marks for the camera orientation.

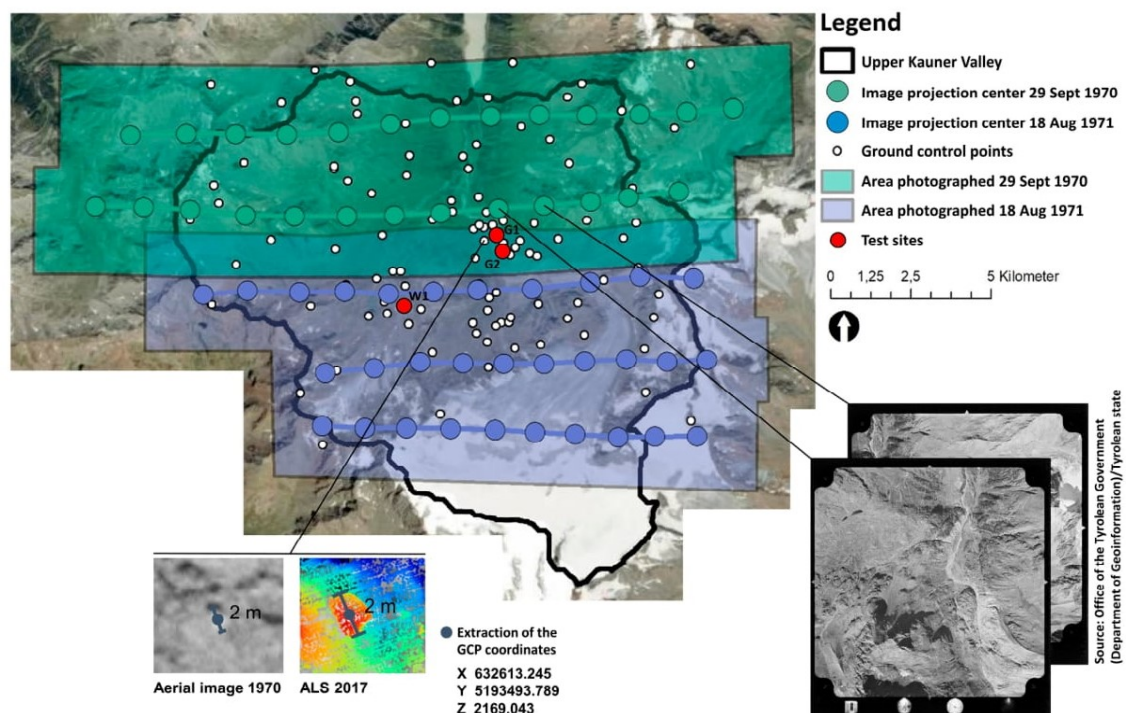


Figure 2. Overview of the historical images and the extracted ground control points (GCP), Source: Basemap ArcGis, Esri.

The following pre-processing steps were performed. Since the scanned images have a slightly different number of pixels, all images from the same camera were resized to share the same size. Since the images from 1970 and 1971 were jointly oriented, but taken by different cameras with different focal lengths (Table 2), it was ensured that the resolution differed by at least one pixel. In a second step, the black border of each image with the camera metadata information was masked as it may interfere with the orientation of the camera [99]. Third, after entering the calibrated focal length for both cameras, the fiducial marks were automatically detected by the software. A manual adjustment of the centres was required for few fiducial marks. The definition of the camera geometry was set by reporting the coordinates (x, y) of the fiducials (mm) with the corresponding sign. After defining the coordinate system (ETRS89/UTM zone 32N; EPSG code: 25832) with ellipsoidal heights, the processing steps consist of (i) the initial joint orientation of the 1970 and 1971 images, (ii) the selection of the ground control points (GCP) in the images with their corresponding global coordinates, (iii) the final camera orientation (bundle block adjustment) including scale definition, (iv) the dense point cloud computation based on dense image matching, and (v) the generation of the orthophoto. The steps

(iv) and (v) were performed separately for the 1970 and 1971 datasets. Based on aerial images provided by the Austrian Federal Office of Surveying and Metrology (BEV), orthophotos of 1953 (for glacier extent mapping, Section 2) and 2015 (for vegetation mapping, Sections 3.3.1 and 4.2.1), were created using the same workflow.

The approach used required a high number of ground control points (GCPs) covering the entire Upper Kauner Valley with high accuracy. Since this includes hardly accessible high alpine terrain, the coordinates of the GCPs were extracted from an ALS data set. The selection of these 101 GCPs was done on well recognizable structures and stable areas, such as rock formations, which could be identified in the aerial photographs as well as in the ALS point cloud, as shown in Figure 2. For this purpose, the most recent available ALS data set was taken, which was obtained in 2017 as part of the PROSA project (“High-resolution measurements of morphodynamics in rapidly changing PROglacial Systems of the Alps”). The data was taken from a helicopter and a mounted VP1 (VuxSys LR) mobile laser scanner from Riegl (Riegl.com). This flight mission was performed by the Chair of Physical Geography at the Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt at an average flight altitude of 150 m above ground and a laser impulse measuring frequency of 200 kHz, with a resulting point density of 5.8 points/m². This data set was available in ellipsoidal heights. The generated point cloud was pre-processed by an automatic strip adjustment and georeferencing [100].

Table 2. Overview of the acquired historical images for the generation of the point clouds and the corresponding DEMs by photogrammetry/SfM [97,98,101,102].

	Northern Part of Upper Kauner Valley (Including Gepatsch Glacier Forefield/Test Sites G1 and G2)	Southern Part of Upper Kauner Valley (Including Weißsee Glacier Forefield/Test Site W1)
Purpose/Source	Tyrolean state Surveying flight/Office of the Tyrolean Government (Department of Geoinformation)	Tyrolean state Surveying flight/Office of the Tyrolean Government (Department of Geoinformation)
Date of acquisition	29 September 1970	18 August 1971
Flying altitude (m a.s.l.)	ca. 8665	ca. 5025
Camera	Wild RC5/RC8	Wild RC5/RC8
Number of images	26	31
Focal length (mm)	210.43	209.48
Scanning Resolution (µm)	12	12
Coverage area (km ²)	21.7	25.4
Point density (points/m ²)	8.59	8.98
Ground resolution (cm/pix)	19	17
RMS reprojection error (pix)	0.863	0.438

Furthermore, the ALS data set acquired in 2006 was used (data acquisition: 5 September 2006, average point density: 4.6 pts/m², coordinate system: ETRS89/UTM Zone 32N, EPSG code: 25832), which was provided by the Tyrolean Hydropower AG (TIWAG, Austria, Innsbruck) for this study as part of the SEHAG project (“Sensitivity of High Alpine Geosystems to Climate Change since 1850”) of the Chair of Physical Geography at the Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt and covers the entire Upper Kauner Valley. This dataset was also pre-processed by an automatic strip adjustment and georeferencing [100].

The data of 2019 were collected with a TLS VZ-4000/Riegl (Figure 3). The test sites on the Gepatsch moraine were scanned on 25 June 2019 (6 scan positions) and those on the Weißsee moraine on 26 August 2019 (4 scan positions (Figure 1). The scans were performed with a laser pulse repetition rate of 30 kHz, which corresponds to an effective measurement rate of 23,000 pulses per second [103]. The single scans were acquired in the local coordinate system of the TLS. The technical specifications of this panoramic TLS are shown in Table 3.



Figure 3. Light detection and ranging (LiDAR) point cloud acquisition of the test sites (G1/G2) using the TLS VZ-4000 (25 June 2019).

Table 3. Technical specifications of the TLS VZ-4000 from Riegl [103].

Laserscanner	Laser Wavelength	Max. Range (m)	Beam Divergence (mrad)	Accuracy (mm)	Precision (mm)	Max. Data Acquisition (meas./s)
Riegl VZ-4000	Near infrared	4000	0.15	15	10	222,000

The single terrestrial scans were processed with the software RiScanPro (Riegl.com). To reduce the number of acquired points to the necessary ones, all redundant and flying points were removed manually in a first pre-processing step. In a further step, the scans were co-registered using the software features coarse registration via point pairs (GCPs) and the subsequent Multi Station Adjustment (MSA), which adjusts two point clouds to each other in several iterations by a software intern algorithm (fine registration). For this purpose, stable areas (mostly bedrock adjacent to the test sites) were cut out of the 2017 ALS data set. Afterwards, the coarse registration was performed via point pairs from the 2017 ALS dataset and the 2019 TLS dataset using the master scan (scan no. 4 at G1/G2 and scan no. 2 at W1) and the depending slave scans. For every single scan, a minimum of 9 and a maximum of 11 point pairs (GCPs) were selected, which were evenly distributed over the respective scans. A mean standard deviation of 0.21 m was achieved for the point clouds of the Gepatsch test sites and 0.34 m for the Weißsee test site. After this coarse registration, a fine registration using the MSA algorithm in RiScanPro was performed. The iterative adjustment results in a mean standard deviation of 0.0194 m at the test sites G1/G2 and 0.0164 m at the test site W1 of the Weißsee glacier forefield.

All point clouds were then prepared for the conversion into digital elevation models (DEMs). These preparatory steps included the removal of outliers and the generation of homogeneous point clouds by block thinning, since the density of the point could influence the accuracy of the DEM. Additionally, the vegetation in the 2019 TLS point cloud was removed by ground classification. The point clouds were then converted to DEMs with a cell size of 1 m. These steps were performed in SAGA LIS (Laser Information System; Laserdata.at).

3.2. DEM of Difference (DoD) Analysis

3.2.1. Derivation of Test Sites and Morphological (Sediment) Budgets Analysis

For the exact investigated test sites (AoI), polygons were created, which were selected under the following conditions. While the upper boundary of the test sites was fixed defined by the maximum LIA glacier extent, the lateral boundaries of the test sites varied between the periods, as these are based on a hydrological flow routing algorithm (D8) [104] on the corresponding DEMs, which may change slightly due to hydrological and geomorphological processes on the slopes between the time steps or due to the quality of the individual DEMs. Therefore, it cannot be excluded that sediment has reached the test sites from outside. For example, while the upper boundary of test site G2 is a morphologically shaped watershed (LIA/~1855 glacier extent, see Section 2/Figure 1), small parts of G1 and W1 are physically connected to rock areas further up, which are located outside the mapped lateral moraine and thus outside of the defined areas of interest. However, this influence is considered as minor. Moreover, the underlying streams play an important role in the development of the slope test sites, as the slope–channel contact line changed, e.g., due to undercutting by the main channel, sediment input from slopes or alluvial deposits. Therefore, the lower vertical boundaries of the test sites were also subject to variations. For these reasons, the extent of the test sites varies slightly between the different periods.

To generate the DoD, the individual DEMs were subtracted from each other so that the height changes (positive or negative) of each cell could be determined (Equation (1)):

$$\text{DoD}_{2019/2006} = \text{DEM}_{2019} - \text{DEM}_{2006} \text{ and } \text{DoD}_{2006/1970,1971} = \text{DEM}_{2006} - \text{DEM}_{1970,1971} \quad (1)$$

Then the (i) negative and (ii) positive subsets of each DoD were separately added up to calculate the volume of erosion or deposition (Equation (2)) for each test site and period (1970/1971 to 2006 and 2006 to 2019). The sum of (i) and (ii) gives the net volumetric sediment balance.

$$V = \Sigma \text{DoD} \times L^2 \quad (2)$$

where ΣDoD is the sum of the corresponding DoD subset and L is the raster cell size (1 m). For the exact volume computation, the first polygon was used, e.g., for the DoD_{2019_2006} the polygon from 2006.

3.2.2. Uncertainty Assessment of Sediment Balancing

The presence of uncertainty in the individual DEMs and the resulting DoD leads to uncertainty in the morphological sediment volume computations [22,105,106]. Furthermore, DEMs of different survey techniques were used, which leads to different types of errors in the individual DEMs [107–110]. For the computation of errors and uncertainties in DEMs or DoD, reference data sets or direct repeat measurements can be used [111]. As none of these were available due to the study design, the uncertainty of all DoDs was estimated directly at stable areas, which were assumed that no changes occurred there during the whole investigation period (Figures 4 and 5). The areas used for the error estimation were randomly selected within the identified areas and were about 1% of the size of the corresponding test sites. However, for reasons of comparability, equally large stable areas of the test sites were selected in both periods. Their locations are shown in Figure 5 (red rectangles), which are either directly on the test sites or very close to them. To determine and exclude error values and uncertainty from DoD, several studies apply a minimum Level of Detection ($_{\min}\text{LoD}$) [105,112,113].

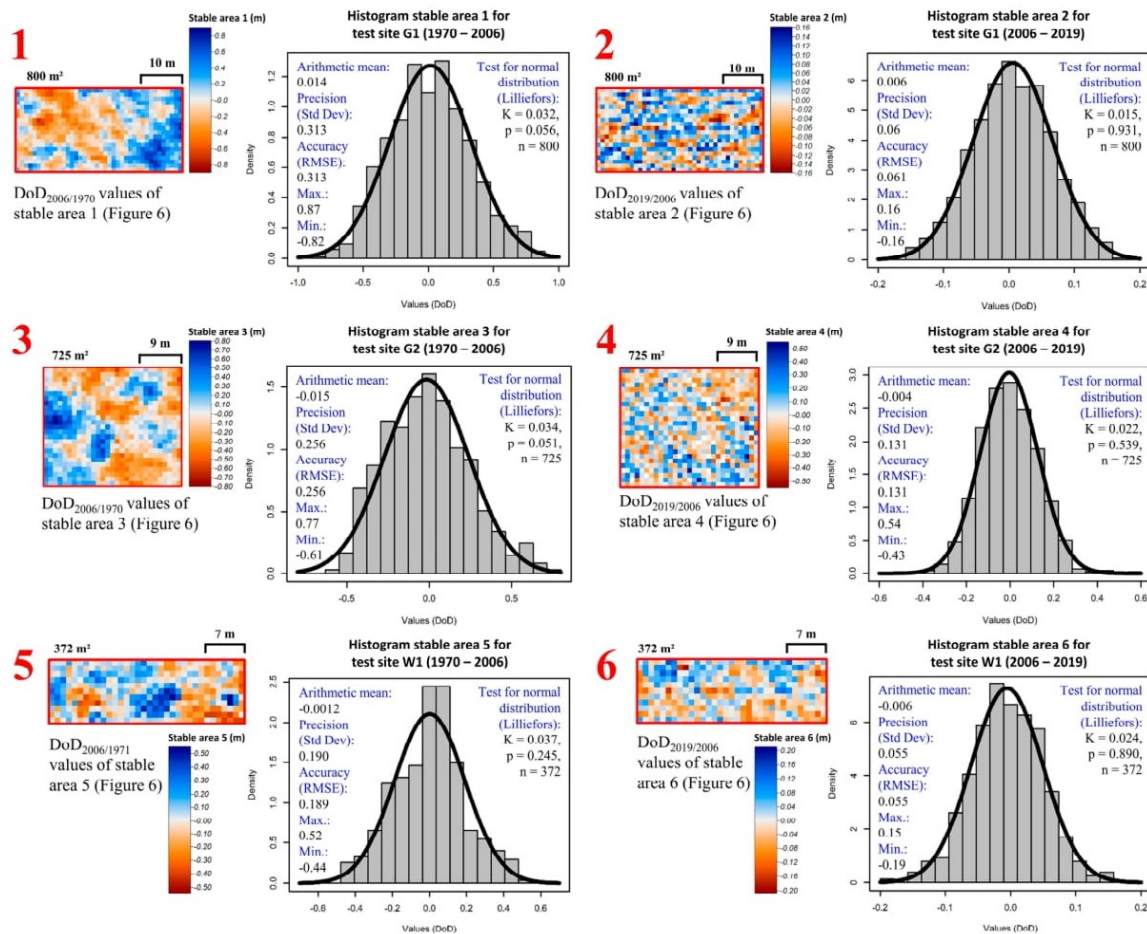


Figure 4. DEMs of difference (DoD) error estimation, determined using stable areas on or close to the test sites (Figure 5).

For the uncertainty estimation of the sediment balance, the approach recommended by Anderson (2019) [114] was followed, who concluded that the exclusion of DoD values of a certain \min LoD should be applied when calculating erosion and accumulation volumes separately, but should not be applied when estimating the net change, as these are not significantly affected by the same random errors and the positive and negative error values can cancel each other out to a large extent. Since very long periods have been analyzed on highly active slopes with high surface changes, it is unlikely that random errors will reverse the sign of the real changes. Therefore, this study refrained from removing values below a certain threshold from the DoDs for the uncertainty assessment of the sediment balancing and instead specified an uncertainty value for the calculated net volume changes. Figure 4 shows the arithmetic mean, accuracy (RMSE), and precision (standard deviation) of the determined stable areas. Since the mean values of the stable areas are very close to zero, a normal distribution can be assumed and a systematic error (as, e.g., by slightly tilted scans) is excluded. Moreover, the Lilliefors (Kolmogorov–Smirnov) test was applied in R to prove the normal distribution (Figure 4). The analysis of the error propagation of the volume calculation is based on the assumption of independence.

Using variogram analyses in R, both spatially correlated and uncorrelated random errors were identified. The variogram analyses show that the stable areas of the DoDs based on the DEMs 1970/1971 (photogrammetry) and 2006 (ALS) have a spatially correlated random error due to the nugget effect (stable areas 1 and 3: 0.02, stable areas 5: 0.01), while the DoDs based on the DEMs 2006 (ALS) and 2019 (TLS) have an uncorrelated random error due to the pure nugget effect. In general, DoDs based on ALS and TLS DEMs are less prone to errors and uncertainties than DoDs that comprise

a photogrammetry derived DEM (Figure 4). For the spatially correlated random errors of the stable regions (DoD_{2006_1970/1971}), the theoretical variogram was adjusted to the point sample of the DoDs.

The following equations were used to determine the total volumetric error [114]:

In case of spatially correlated random error (Equation (3)) [114]:

$$\sigma_{v, sc} = 0.79a_i \sqrt{nL}\sigma_{sc} \quad (3)$$

where a_i is the circular area over which errors are correlated (a = semivariogram range, spherical model, no nugget), n is the number of cells being aggregated, L is the cell size (m^2), and σ_{sc} the spatial correlated DoD uncertainty (m).

In case of uncorrelated random error (Equation (4) [114]):

$$\sigma_{v, re} = \sqrt{nL}2\sigma_{rms} \quad (4)$$

where n is the number of cells being aggregated, L the cell size (m), and σ_{rms} the RMSE.

Nevertheless, for cartographic representations (Figure 5), the \min LoD was calculated [105,112,113], using the same stable areas. This approach assumes that random uncertainty has an expected value of 0 and is normally distributed with a standard deviation equivalent to the standard deviation of error δ_{DoD} measured at stable areas. Under this assumption, a critical t value t_{crit} can be selected from Student's t distribution to set up a confidence interval $0 \pm t * \delta_{DoD}$ containing, at a given confidence level, DoD values measured when in fact no change has occurred on a raster cell. The \min LoD was determined with a confidence level of 95% ($t_{crit} = 1.96$; Equation (5)).

$$\min LoD = t_{crit} \times \delta_{DoD} \quad (5)$$

Therefore, the cells with $|DoD| < \min LoD$ in the DoD maps were masked (Figure 5).

3.3. Collection and Analysis of Field Data

3.3.1. Type of Vegetation and Soil Analysis

The plant communities of the test sites were analyzed in ArcGIS (version 10.6.1), based on the generated orthophoto of 2015 (Section 3.1). Polygons of the different landcover types were drawn manually and the percentage of each type was calculated. To validate the landcover types and to investigate the role of vegetation on the morphodynamics at the test sites, vegetation surveys were performed in July 2020. On 18 plots (2×5 m), total cover of the vegetation was estimated, and plant communities were defined (Figure 1). Two plots were located at test site W1 in the accumulation zone. All other plots (16) were located at test site G2, seven in the accumulation zone, some of them with ongoing erosion processes. Six of the plots were in the lower erosion zone and three above the erosion area.

In August 2020, 16 soil pits were excavated in moraine material at exposed eroded areas (6 soil pits), as well as in deposited moraine material (10 soil pits) on the test sites of both glacier forefields (Figure 1). The locations were chosen on the basis of their significance (erosion or deposition areas) and accessibility in the terrain. Since the erosion area of W1 was difficult to access due to very steep terrain, an additional and comparable erosion area close-by was analyzed instead. To determine the input from the slopes into the channels, wet bulk density was determined at a depth of 0–10 cm in the field by excavating a total defined volume of 7000–12,000 cm^3 per site. The material was sieved to 2000 μm , 630 μm , and 2 μm . From the fine material $< 2 \mu m$, particle size distribution was determined using laser diffraction (Malvern Mastersizer 3000).

3.3.2. Meteorological and Hydrological Data

To investigate the influence of changing external factors, such as precipitation on the morphodynamics of the test sites, data from three meteorological stations, which were maintained and provided by the TIWAG, were analyzed. These include the stations “Dammfuss (DF)”, “Gepatschalm (GA)” and “Weißsee (WS)”. The three weather stations collect temperature and precipitation data in 15-min intervals. Table 4 and Figure 1 show the location, elevation, and the distance of the stations to the individual test sites. The comparison of the distance shows that the weather stations GA and WS have the shortest distance to the test sites but the recording time of these stations only covers the period from 2006 to 2019. The DF station, on the other hand, has been measuring precipitation and temperature data since 1988, but is located about 6 km north of the entry of the Fagge River into the Gepatsch reservoir below the dam and thus furthest away from the test sites and at a considerably lower elevation than the other weather stations.

The resulting 18-year gap of 1988 (start of DF recording) and 1970 (start of morphodynamic analysis) is partly covered by the GA gauging station, which has been measuring runoff in Upper Kauner Valley since 1971 and allows to conclude on higher rainfall events. Due to numerous gaps in the first half of the 1970s, this time series was not analyzed until 1977, leaving a gap of 7 years until the beginning of the morphodynamic analysis in 1970. The station is located behind the confluence of the Fagge and the Riffler rivers, and thus includes the discharge of both glacier forefields and all test sites. Other available weather stations with a longer recording period were not included in this study, since they are located in neighbour valleys or at much lower elevations and record only at hourly or daily intervals, leading to uncertainties too large for the analysis of the morphodynamics in this study.

To analyse the data of the weather stations, mean annual temperature, mean annual precipitation sum, and annual and total trends based on these, were calculated. These calculations only include fully available years (1st of January to 31st of December), so 2009 for GA and 2006 for WS were not included in these calculations, as the measurement started in the current year. For the analysis of the individual precipitation events, different classes, which are defined by the amount of precipitation, were calculated. In addition to the short-term 15-min precipitation events, also 1-h events were analyzed (using a moving window of the 15-min intervals). The 15-min events were divided accordingly into classes with 2.5 mm intervals (0–2.5; 2.5–5; ...) and the one-hour events in 5-mm intervals (0–5; 5–10; ...). In addition, the daily sums of precipitation were analyzed to investigate the change of long-term precipitation events.

A trend analysis based on the Mann–Kendall test was also carried out for the time series of the gauging station GA, based on the maximum hourly values. In addition, the data of the gauging station were examined for discharge peaks in the different periods. Moreover, all events (mean hourly discharge) in the respective months were plotted in order to classify them seasonally.

Where possible, the respective time series of the weather stations (DF: 1988–2019) and the gauging station (GA: 1977–2019) were divided on 5 September 2006, the date of generation of the 2006 ALS point cloud and thus the separation of the defined periods in this study. All analyses were performed in R.

Table 4. Overview of the data recorded from the weather and gauging stations and their locations.

Weather and Runoff Station	Period of Available Data	Elevation (m a.s.l.)	Location (ETRS89/UTM Zone 32N, EPSG Code: 25832)	Linear and Flow Distance to the Test Sites (km)
Weather station				
Dammfuss (DF)	1 January 1988–31 December 2019	1770	E 632260, N 5202225	8.7 to G1, 8.9 to G2 and 10.2 to W1
Gepatsch Alm (GA)	1 August 2009–31 December 2019	1900	E 632251, N 5195058	1.5 to G1, 1.9 to G2 and 3.1 to W1
Weißsee (WS)	1 December 2006–31 December 2019	2540	E 630648, N 5192468	2.5 to G1, 2.5 to G2 and 0.6 to W1
Gauging station				
Gepatsch Alm (GA)	1 January 1971–31 December 2019	1895.01	E 632330, N 5194957	1.6 to G1, 2.1 to G2 and 4.1 to W1

4. Results

4.1. Surface Change Detection Analysis and Morphological Sediment Budgets

Figures 5 and 6 show the computed morphological sediment budgets for all test sites in the respective periods. In the following, the period between 1970/1971 and 2006 is defined as the first and the period from 2006 to 2019 as the second period. A distinction is made between sediment sources (red), sediment sinks (blue), and the resulting net balances (grey). The height changes determined by the DoDs show clear differences both at the different test sites and within the different periods. As different periods were compared, in addition to the total sediment budgets, mean annual volume changes were also given for comparison.

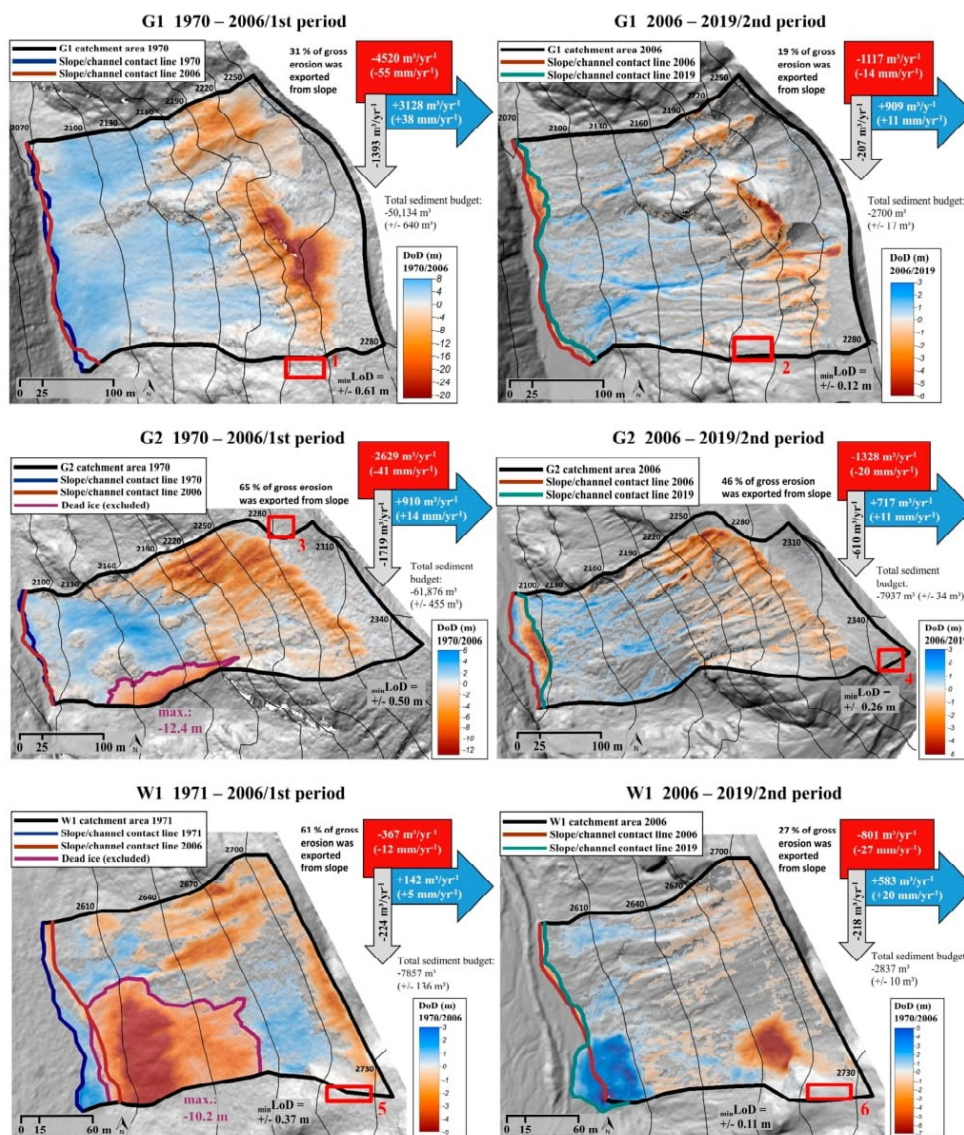


Figure 5. DoDs of all test sites in the corresponding periods with the determined morphological sediment budgets, mean annual erosion volume (red), mean annual deposition volume (blue), and the mean annual resulting net balance (grey) (m³). The DoDs of the first period are projected on the Hillshade of 1970/1971 and the DoDs of the second period on the Hillshade of 2006 (accordingly also the contour lines), each with a 40% transparency. The uncertainty of the total net balance and the minimum Level of Detection (_{min}LoD) is based on the six stable areas (red rectangles) at or near the test sites. The corresponding approaches used are described in Section 3.2.2.

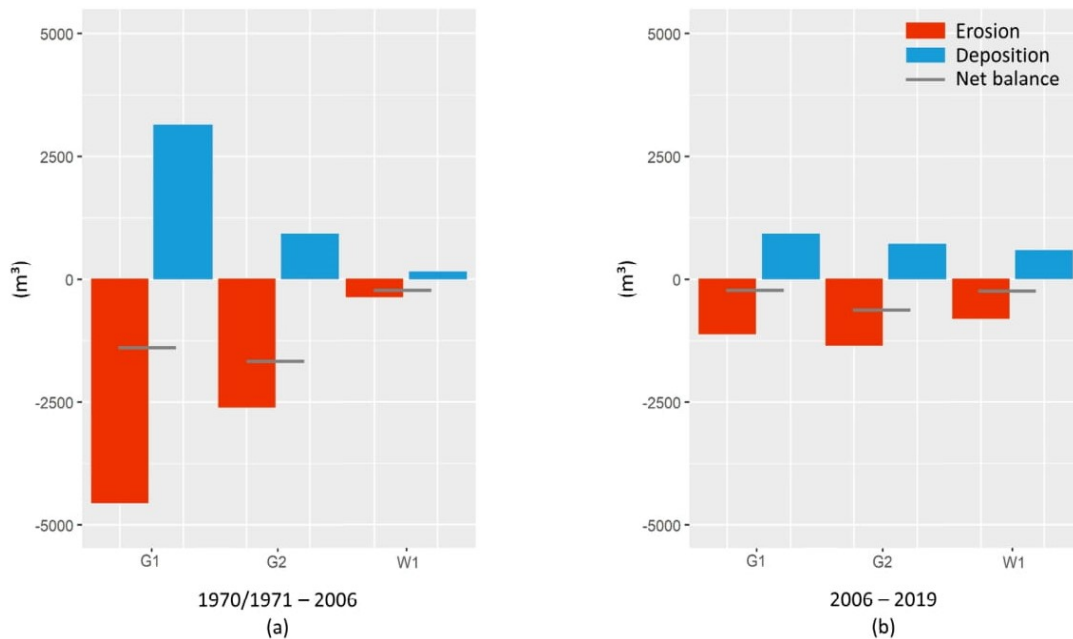


Figure 6. Mean annual erosion volume (red), mean annual deposition volume (blue) and the respective net balance in the corresponding periods (a) 1970/1971–2006 (first period) and (b) 2006–2019 (second period).

Based on the DoDs, geomorphological processes can be separated and analyzed (Figure 5). The test sites G1 and G2 are characterised in the upper parts by a clear headcut retreat and gully incisions in the first period, which continues in the second period and is caused by fluvial processes like gully erosion, slope wash, and gravitational processes such as slope failure (sidewall collapse) and debris flows. Analysing the erosion and accumulation forms and the resulting high height differences (maximum height differences: -28.6 m/ $+7.7$ m), a landslide could be identified in the first period at G1. In addition to this high negative vertical change, there was also a 60-m-long horizontal change of the erosion area (headcut). Certain parts of these height changes may also have been caused by other geomorphological processes during the 36 years, but the main part of these changes can be clearly attributed to a landslide. The middle and lower parts of the slopes are characterised by deposition areas and levées. Therefore, the eroded material has been deposited downslope or downstream. In the lower third of the test site, erosion processes led to the formation of alluvial fans and debris cones. Especially in the second period, lateral erosion occurs due to the process of undercutting by the main rivers, which led to a reduction of the slope length over the entire test sites (G1 total erosion: 2165 m³/total deposition: 16 m³; G2 total erosion: 3072 m³/total deposition: 1289 m³). In the first period, changes of the alluvial fans and debris cones can be detected (slope expansions and reductions) (G1 total erosion: 3 m³/total deposition: 3937 m³; G2: 19 m³/total deposition: 778 m³). In addition, the presence of dead ice in the first period of G2 was detected (maximum height change: -12.4 m), due to a rounded lowering of the terrain and no corresponding accumulation changes, and thus could not be classified as a geomorphological process. Finally, the values of the volume changes at the foot of the slopes (undercutting by the main rivers) as well as those of the dead ice were excluded from the morphological sediment budget, which therefore only include those of the morphodynamics on the slopes.

In contrast to the test sites on the lateral moraine of the Gepatsch glacier, W1 shows clearly less morphodynamics. In the first and second period, W1 was mainly affected by fluvial erosion and debris flows, resulting in different accumulation areas on the upper and lower parts of the slope. W1 was affected by considerable dead ice thawing during the first period, which caused negative terrain changes down to -10.2 m and again no corresponding accumulation zones. This is the maximum

height change on this test site during the investigated period. During the first period, also lateral erosion along the entire foot of the slope occurred, as well as the deposition of alluvial material (W1 total erosion: 510 m³/total deposition: 1374 m³). In the second period, a landslide (maximum −6.5 m) was triggered upslope the thawing dead ice area of the first period, which formed a clearly visible debris cone (maximum +5.1 m). A direct connection between the thawing of the dead ice and the landslide on test site W1 can be assumed, as the dead ice zone subsided by more than 10 m in the first period and therefore became steeper, which probably led to an instability of this part of the lateral moraine. In addition, the test site above the landslide is physically connected to rock areas above the max. LIA glacier extent and thus could have been caused by a rainfall event, due to the large hydrological catchment area. The landslide has an immense influence on the mean annual erosion and accumulation volumes of the second period, compared to the first, as this single process led to a clear increase in the mean annual erosion and accumulation volumes of the whole period. The formation of a huge accumulation zone led to a lengthening of the slope and a shift of the channel, while at the same time lateral erosion by the main river reduced the length of the slope directly next to the formation of the debris cone (Figure 5; W1 total erosion: 387 m³/total deposition: 2 m³). Dead ice areas on the slopes and lateral erosion (undercutting), as well as alluvial deposits on the lower part of the slopes, were as well excluded from all sediment computations.

Test site G1 shows a 75% decrease in the mean annual erosion and a 71% decrease in the mean annual deposition volumes in the second period compared to the first period. The total sediment budget changed from −50,134 m³ (+/−640 m³) to −2700 m³ (+/−17 m³). This leads to an 85% reduction of the mean annual net balance from −1393 m³ to −207 m³ and to the fact that 31% in the first period and 19% in the second period of gross erosion were exported from this test site. Similar to G1, G2 also shows a clear decrease from the first to the second period of erosion and deposition. There is a 49% decrease in mean annual erosion and a 22% decrease in deposition, resulting in a 65% reduction in mean annual net balance from −1719 m³ to −610 m³. Of this test site, 65% of gross erosion was exported from the test site in the first period and 46% in the second period. The total sediment budget changed from −61,876 m³ (+/−455 m³) to −7937 m³ (+/−34 m³). In contrast to G1 and G2, W1 shows a 54% increase in the mean annual erosion and 76% in the mean annual deposition in the second period compared to the first. This leads to a 3% reduction of the mean annual net balance from −224 m³ to −218 m³ and to the fact that 61% in the first period and 27% in the second period of the gross erosion were exported from this test site. This leads to a change of the total sediment budget from −7857 m³ (+/−136 m³) to −2837 m³ (+/−10 m³). In summary, the net balance is entirely negative for all time periods and test sites and is clearly lower in the second period compared to the first on the test sites G1 and G2. In contrast, the mean annual erosion volumes and the mean annual deposition volumes at W1 have increased, which leads to a net balance remaining at a similar level (Figures 5 and 6).

4.2. Field Data

4.2.1. Type of Vegetation and Soil Analysis

The test sites are mainly characterised by scree (72–93%), which is forming the erosion and deposition areas (Table 5/Figure 7). Small parts are covered by bedrock (Paragneiss/Orthogneiss, 4–6%). The upper part of the erosion areas of G1 and G2 are completely free of vegetation or have a low cover (1–6%). Above the erosion areas, a dwarf shrub rich grassland and dwarf shrub communities occur. The deposition areas of G1 and G2 are characterised by different colonisation stages. According to erosion/deposition events in different years, a variety of scree communities with low and high vegetation cover prevails. However, on the stable parts, shrubs dominate. At G2, some of these parts are enriched by trees (*Larix decidua*, *Betula pendula*, and *Populus tremula*). The test site W1 is dominated by scree communities, mainly with 1–6% cover. Only on the edges of the test site, alpine grassland occurs.

Table 5. Landcover classes and their relative spatial extents of the test sites (%).

Landcover Classes (Type of Vegetation)	G1	G2	W1
Scree	27.3	12	16.8
Scree community 1–6% cover	37.6	55	55.6
Scree community ≤60% cover	12.1	3.8	21.3
Alpine grassland	0.6	2.6	2.3
Shrub	1.3	3.3	0.2
Dwarf shrub rich grassland	14.6	14.7	0
Dwarf shrub	1.4	2.8	0
Shrub with trees	0	0.4	0
Bedrock (Paragneiss/Orthogneiss)	5.3	5.7	3.8
Total	100	100	100

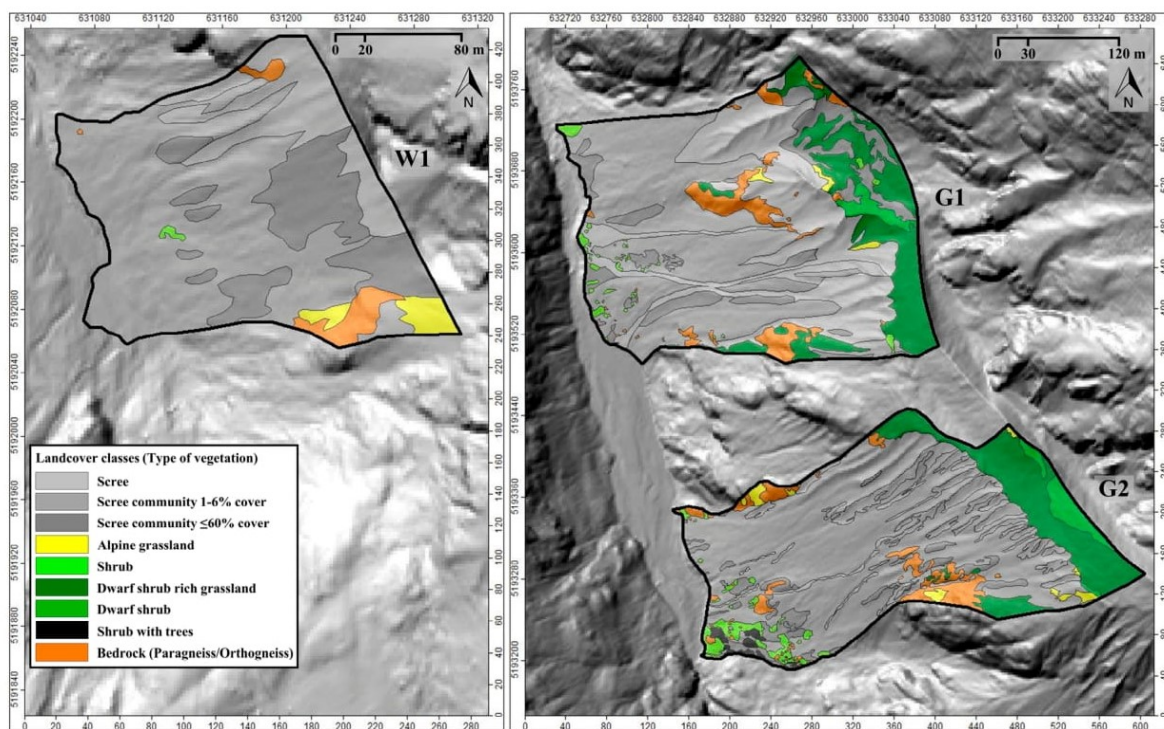
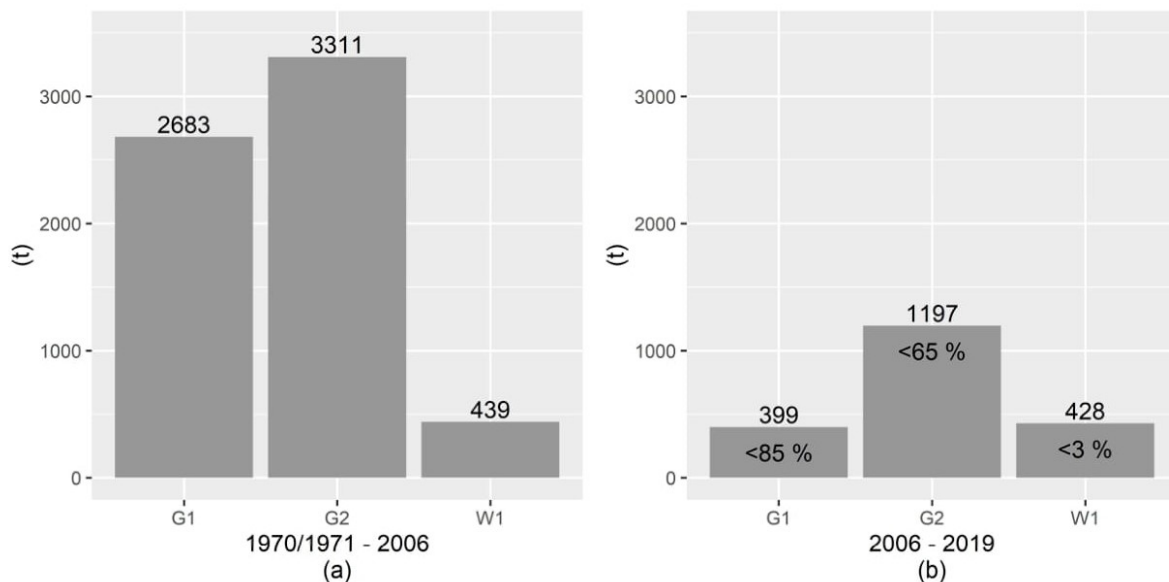


Figure 7. Mapping of the land cover classes. The mapping of the vegetation types was based on an orthophoto from 2015 (Sections 3.1 and 3.3.1) and field surveys in 2020. The vegetation mapping is projected on the hillshade of the ALS dataset 2017.

The moraine material consists of non-stratified material from silt to boulders. In comparison to this, the deposited moraine material consists of significantly more coarse gravel, but less medium or fine gravel, silt, and clay (Table 6). We attribute the unexpected lower bulk density of the moraine material in the erosion areas compared to the accumulation areas to the fact that the moraine material in the uppermost areas, where the soil pits were taken, were not under the great pressure of the glacier, like middle or lower areas of the lateral moraines. However, the bulk density of the deposited moraine material did not significantly differ from the original moraine material. For this reason, all following volume-to-mass conversions were performed using a mean bulk density of 1.926 t m^{-3} (Table 6). The computed sediment input from the slopes into the channels is shown in Figure 8. The calculation is based on the corresponding net balance, which was exported from the defined test sites in the corresponding periods (Figures 5 and 6). A comparison of the periods shows a general decrease in sediment input between the two periods, a clear decrease for G1 (>85%) and G2 (>65%) and a small decrease for W1 (<3%), although this can also be described as a similar level (Figure 8).

Table 6. Particle size distribution of moraine material from erosion and deposition area.

Moraine Material	Moraine Material		<i>p</i> -Value (Wilcoxon)	Mean
	Erosion area	Deposition area		
Moraine material (mass-%)				
Coarse gravel/cobbles	4.40	37.71	0.001	16.89
Medium gravel	43.03	23.54	0.011	35.72
Fine gravel	19.85	12.66	0.007	17.16
Fine soil	32.72	26.08	0.428 (n.s.)	30.23
Fine soil texture (vol-%)				
Sand	50.08	64.35	0.013	58.24
Silt	48.76	34.91	0.020	40.84
Clay	1.15	0.73	0.039	0.91
Bulk density (t m ⁻³)	1.813	1.994	0.385 (n.s.)	1.926

**Figure 8.** Mean annual sediment input (t) from the slopes into the channels in (a) the first period and (b) the second period. In addition, the change of the sediment input (%) from the second compared to the first period is demonstrated.

4.2.2. Meteorological and Hydrological Regime

Due to their location, elevation and measurement period, the weather stations show clear differences in mean annual temperature, mean annual precipitation sum and precipitation patterns (Table 7/Figure 9). In general, the analyzed weather station data indicate an increase in temperature. The annual trend is +0.01 °C/year for DF (32 years), +0.1 °C/year for GA (10 years), and +0.08 °C/year for WF (13 years), which results in a total temperature increase of +0.21 °C (DF), +0.97 °C (GA) and +1.05 °C (WS) in the respective periods (Table 7). In contrast, the mean annual trends of the corresponding precipitation sums show differences, since precipitation decreases at the stations DF and GA in the corresponding periods, but increases at WS, with annual trends of −0.42 mm/year (DF, 32 years), −12.52 mm/year (GA, 10 years), and +7.99 mm/year (WS, 13 years), respectively (Figure 9).

Table 7. Mean annual temperature values and the corresponding trend analyses in the measuring periods of the weather stations.

Weather Station	Mean Annual Temperature (°C)	Annual Temperature Trend	Total Temperature Trend (°C)
Dammfuss (DF)	4.48	$y = 0.01x + 4.38$	+0.21
Gepatsch Alm (GA)	2.72	$y = 0.1x + 2.28$	+0.97
Weißsee (WS)	-0.11	$y = 0.08x + (-0.59)$	+1.05

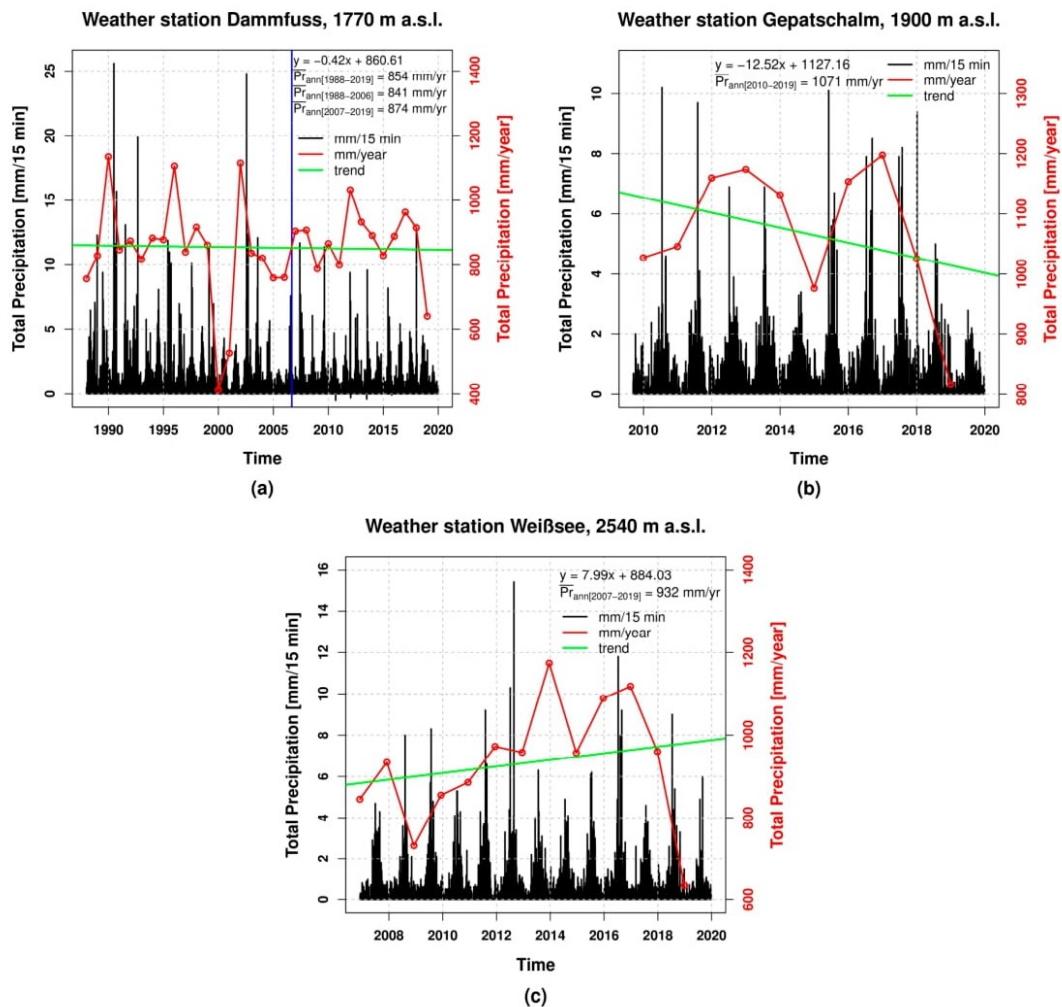


Figure 9. Precipitation measured at the weather stations: (a) DF (32 years), (b) GA (10 years), and (c) WS (13 years). The blue vertical line (a) marks the 5 September 2006 (ALS recording of the topography of the test sites and separation of the two periods).

The different classes of precipitation events, categorized into precipitation amounts (Table 8; weather station DF), show that in the second period (from 5 September 2006 to 31 December 2019) there were clearly less short-term 15-min and one-hour events and higher daily precipitations sums compared to the first period (if available: 1 January 1988 to 5 September 2006). However, approximately 18 years are compared with approximately 13 years (Table 8). For this reason, each class also indicates the probability of a specific event occurring and the change in the mean annual number of events in the second period compared to the first period. Thus, the comparison of the 15-min precipitation events shows that in the first period there was an increase in the probability of 0–2.5 mm event, while the probability of all other classes decreased clearly.

Table 8. Short- and long-term precipitation events of the (if available) first and the full second period of the weather station DF.

Precipitation Interval 15 min (mm)	1 January 1988–5 September 2006		5 September 2006–31 December 2019		Change (%) (Based on the Mean Annual Number of Events)
	No. Events	No. Events %	No. Events	No. Events %	
0–2.5	49,095	7.56	36035	7.7313	+1.6
2.5–5	216	0.033	122	0.0262	–21.8
5–7.5	47	0.0072	16	0.0034	–52.9
7.5–10	9	0.0014	4	0.0009	–38.5
10–12.5	14	0.0022	2	0.0004	–80.2
12.5–15	3	0.0005	1	0.0002	–53.8
15–17.5	2	0.0003	0	0	–100
17.5–20	2	0.0003	0	0	–100
20–22.5	0	0	0	0	0
22.5–25	1	0.0002	0	0	–100
25–27.5	1	0.0002	0	0	–100
Precipitation interval 1 h (mm)					
0–5	82,605	12.6131	53304	11.5733	–10.7
5–10	975	0.1489	614	0.1333	–12.8
10–15	104	0.0159	47	0.0102	–37.4
15–20	33	0.005	3	0.0007	–87.4
20–25	18	0.0027	2	0.0004	–84.6
25–30	4	0.0006	0	0	–100
30–35	2	0.0003	0	0	–100
35–40	3	0.0005	0	0	–100
Precipitation interval 24 h (mm)					
0–10	3063	44.8989	1937	40.0703	–12.4
10–20	339	4.9692	258	5.3372	5.4
20–30	81	1.1873	72	1.4895	23.1
30–40	21	0.3078	18	0.3724	18.7
40–50	3	0.044	3	0.0621	38.5
50–60	2	0.0293	2	0.0414	38.5
60–70	3	0.044	0	0	–100
70–80	0	0	0	0	0
80–90	3	0.044	0	0	–100

For the 1-h events (using a moving window of 15-min intervals), a decrease in the probability of occurrence of all classified events and a decreasing change in the mean annual number of all events with increasing impact on higher values can be observed. For the daily precipitation sums, an increasing change in the mean annual number of events between 10 and 60 mm/24 h is observed, while small events (0–10 mm/24 h) and the highest events (70–90/24 h) show a decrease compared to the first period (Table 8). Thus, in the years 2007–2019, the average annual precipitation is higher than between 1988 and 2006 (Figure 9a).

The analysis of the gauging station shows an increasing annual trend of $0.35 \text{ m}^3/\text{s year}^{-1}$ and, over the entire period of 43 years (1 January 1977–31 December 2019), a total increase of $15.05 \text{ m}^3/\text{s}$ of the maximum hourly runoff (Figure 10a). The result of the Mann–Kendall trend test for maximum hourly runoff shows a statistically significant trend with a two-sided p -value of <0.01 . An increase can also be observed regarding the frequency of higher events. For example, runoff events including all events higher than $30 \text{ m}^3/\text{s}$ (max. hourly runoff) increased by 22.6% from the first period (23 events in ~30 years (1 January 1977–5 September 2006) to 13 events in the second period (~13 years). This increasing trend of the discharge of the Fagge River (Figure 10a) can be explained mainly by the increase in meltwater due to the retreat of the Gepatsch and Weißsee glaciers. In the first period, e.g., in the

years 1987 and 1988, there were extreme runoffs, which indicate corresponding precipitation events. Moreover, Figure 10b shows the mean hourly runoff (m^3/s) in the respective months. In general, the highest mean discharges occurred in July, while the four highest extreme events occurred in August.

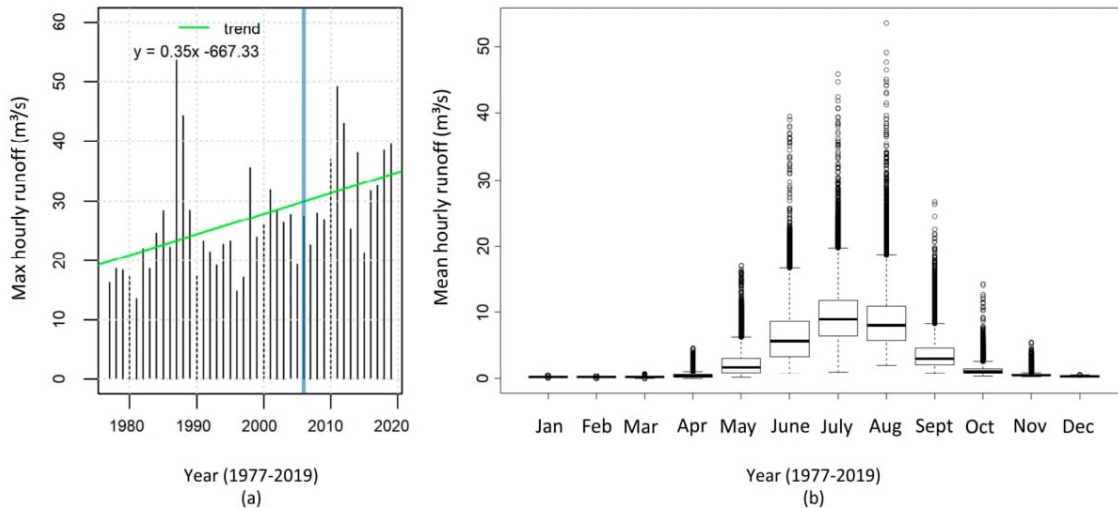


Figure 10. Time series analysis of gauging station GA: (a) Maximum hourly runoff (m^3/s) of each year and trend analysis (1977–2019) and (b) mean hourly runoff events of the respective months (1977–2019). The blue vertical line (a) marks the 5 September 2006 (ALS recording of the topography of the test sites and separation of the two periods).

5. Discussion

Several previous studies already calculated morphological sediment budgets of test sites in the proglacial area of the Upper Kauner Valley [21–24], or e.g., in a catchment in southern Switzerland in the proglacial area of the Bas Glacier d’Arolla, Val d’Hérens [80]. However, these studies only used databases covering time ranges of months or years and not decades. The study by Heckmann and Vericat (2018) [22] shows a sediment budget for the period of 2006–2012 from the G2 test site used in this study (a slightly different area of interest). Compared to the mean annual values of this study (1970/1971–2006 and 2006–2019), the decrease in the efficiency of sediment transport of the G2 test site can be confirmed. While 66% of the gross erosion of G2 was exported between 1970/1971 and 2006 (this study), 57% was transferred to the Fagge river between 2006 and 2012 [22] and 47% from 2006 to 2019 (this study). The study by Heckmann and Vericat (2018) [22] indicates a mean annual erosion of -1384 m^3 and a mean annual accumulation of $+591 \text{ m}^3$ (values were calculated on the basis of the total morphological budget given in the study), while this study (2006–2019) shows a mean annual erosion of -1343 m^3 and a mean annual accumulation of $+716 \text{ m}^3$. This shows that the erosion values have not significantly changed since the work of Heckmann and Vericat (2018) [22]. Only a slight increase in accumulation can be stated. Dusik et al. (2019) [24] also calculated a morphological sediment budget of the test site G2 from 2010 to 2015 (slightly different defined test site borders). For this period, a total erosion volume of -7089.6 m^3 (mean annual value: -1418 m^3) and a total accumulation volume of $+4122.2 \text{ m}^3$ (mean annual value: $+824 \text{ m}^3$) are reported, which corresponds to a net balance of -2967.4 m^3 (mean annual value: -593 m^3), meaning that 58% of the eroded material was exported from this test site. Thus, it can be shown, that there were slight changes in the morphological sediment budgets of this test site in the period from 2006 to 2019, but that clearly less sediment was eroded in comparison to the period from 1970/1971 to 2006 (this study).

The characteristics of the test sites (in particular, size of the test site, slope length, and the mean and maximum slope gradients) have a clear influence on the morphodynamics. The differences in these are related to the fact that the glacier forefield of the Gepatsch glacier was shaped much stronger than the forefield of the Weißsee glacier due to higher glacial erosional force. As a result, the test sites

G1 and G2 are larger, have longer slope lengths and have higher mean and maximum slope gradients, in contrast to W1, which probably leads to higher morphodynamics due to the higher relief energy. In addition, the higher elevation of W1 (~500 m height differences) and the associated shorter spring and summer periods, as well as the resulting longer snow cover, can reduce the vulnerability to trigger geomorphological processes, for example by precipitation events [32]. There are no differences in the deglaciation of the test sites (start of deglaciation ~1855/End of LIA and completely deglaciated between 1953 and 1969). Nevertheless, Dusik (2019) [23] identified a decrease of the morphodynamics on the lateral moraine of the Gepatsch glacier with increasing distance from the glacier by using more test sites.

Dead ice areas could be identified in the first period due to the spacious lowering of the terrain without detectable geomorphological processes. However, it cannot be guaranteed that the dead ice has been fully mapped and completely excluded from the volume calculations. For example, the “real” deposition areas may be slightly higher than shown in the DoDs, as the thawing of the dead ice may have slightly lowered the terrain. No dead ice areas were detected in the DoDs of the second period. However, the analysis of the origin of the springs which emerges from the lateral moraines of the Gepatsch glacier (including the test sites G1 and G2 of this study), by relative age dating (I^{129}), shows that this water originates to a certain part from dead ice remaining in the lateral moraine [56]. However, during the field work in 2019 and 2020 no exposed ice was seen on the test sites.

The mean annual erosion and accumulation volumes of these two determined long-term periods were strongly influenced by individual fluvial processes or gravitational mass movements, such as landslides. The described landslides at G1 in the first period and at W1 in the second period must be highlighted here. Due to the long periods that were compared, it is difficult to clearly define individual processes, except those which cause major surface changes like for example large landslides. Nevertheless, clear changes in the total morphodynamics and the corresponding slope channel coupling of the different test sites and in the different periods can be seen.

While at the steep test sites almost no vegetation occurred due to ongoing erosion processes, late successional vegetation was found in areas, which are more stable and have slightly lower slope gradients. This indicates that, in contrast to findings by Eichel et al. (2018) [57], slope stabilization by vegetation and related soil formation is hindered when the morphodynamic processes are too strong, and that later successional stages only start to occur at steep slopes with fewer morphodynamic processes.

Extreme rainfall events in summer play a major role in the morphodynamics, and therefore represent the most active time of sediment transport processes in alpine catchment areas [23,24,58,59]. The study by Haas et al. (2012) [21], which was also conducted on the slopes of this study (similar area of interest as G1 and G2), shows that 71% (2526.8 m³) of the material transported by debris flows between August 2010 and September 2011, which were mainly triggered by one heavy rainfall event, accumulated at the foot of the slope, whereas 29% (1033.5 m³) was transported into the Fagge River. The work of Dusik (2019) [23] shows the triggering of sediment transport processes by precipitation events on the lateral moraines of the Gepatsch- and Weißsee glaciers, with a higher temporal resolution (several years as well as seasonally), and found that heavy rainfall events lead to sediment transport processes and thus to a higher slope channel coupling. Moreover, the analysis of Dusik (2019) [23] revealed that even rainfall events of 10 mm/h are sufficient to trigger the transport of sediment on slopes and the transfer to the adjacent Fagge river. Sediment transport is highly dependent on moisture conditions, sediment availability and precipitation intensities. In addition, the spring months can create important preparatory conditions for sediment transport processes due to snowmelt on the slopes and the associated moisture [24]. A positive correlation between the number of mass movements and the number of threshold exceedances of extreme daily precipitation sums and the number of extreme precipitation intensities was detected [23]. By comparing the morphodynamics of this study within the two long-term periods with the precipitation events and with the runoff, it can be observed that the periods differ clearly regarding the morphodynamics and the meteorological and hydrological

conditions. It can be assumed that there is a direct connection between the higher morphodynamics and the higher precipitation and the high runoff events especially in 1987 and 1988 and the high morphodynamics in the first period and the lower precipitation events and lower morphodynamics in the second period. Although the daily total precipitation (between 10 and 60 mm/d) of the weather station DF are increasing, the 15-min and 1-h events in particular are clearly decreasing.

Based on the results of the negative net balances on all test sites in all periods, a strong slope–channel coupling can be stated, but with a clear decrease from the first to the second period. For the test site G1, the export from the gross erosion decreased from 31% to 19%, for G2 from 65% to 46% and for W1 from 61% to 27%. This is consistent with the observations, e.g., of Harvey (2001) [42], that coupling states can change over longer and also shorter time spans after extreme events [21]. This shows that these coupling states can vary greatly in space and time [39,49]. Thus, the existence of functional connectivity, controlled by gravity and water [40] between two sediment cascades [30], the hillslope and the adjacent mountain streams is demonstrated.

Due to the higher runoff of the adjacent proglacial rivers and in combination with heavy precipitation events, the alluvial fans and debris cones were regularly and clearly undercut, especially in the second period. Thus, the formation of terraces and buffering floodplains is strongly influenced, as these are constantly being reworked. [22,47,48]. It can be assumed, that the undercutting of the slope could have an impact on the morphodynamics of the slopes in the sense of a process response system by, e.g., preventing the filling of the gullies and thus levelling or flattening the hillslope channel and slope profiles, as sediments are transferred to the main river. This is in good agreement with the work of Haas (2008) [31], who separated slope and adjacent river in a sediment cascade system, where both systems (slope and river) can influence each other and thus form a process response system.

The headcut of G1 and G2 still shows ongoing high morphodynamics on areas that have been deglaciated at least since 1886/1887 (~132/133 years ago, Figure 1). This ongoing dynamic probably as a consequence of the undercutting of the slopes by the main river stays in contrast to the test sites of, e.g., Curry et al. (2006) [15], where is showed a decreasing dynamic with time and a levelling of the slopes after about 80–140 years. The results of this study show that this seems only to be true for slopes, which are not affected by “external” processes like undercutting by rivers. For the test sites G1 and G2, it can be concluded that the paraglacial adjustment process is still in progress and sediment is still available to the Fagge river, but the dynamics seem to be decreasing. In contrast to G1 and G2, the test site W1 shows a clear increase in morphodynamics. If this is the consequence of the height difference between the G1/2 and W1 test sites (~500 m height difference) or the effect of the large landslide in the second period cannot be clearly stated and must be investigated in future work with a larger sample of test sites.

However, the study also shows that it is difficult to elucidate the nature of the occurring geomorphological processes only by DoD analyses, especially if longer investigation periods are used. To further clarify the nature of the dominant morphogenetic processes, additional investigations are necessary, such as using geophysics (e.g., ground-penetrating radar) to identify different types of sedimentary structures [78,79].

6. Conclusions

The aim of this study was to investigate the morphodynamics on lateral moraines over several decades in proglacial areas and to determine the resulting sediment input from the slopes into the adjacent mountain streams. It can be shown, that the approach of the combination of different remote sensing techniques for the detection of surface changes (historical digital aerial images/photogrammetry and LiDAR) is well suited to cover an investigation period of several decades. Due to the chosen approach of uncertainty assessment for the total sediment budgets as well as the accurately and precisely generated DEMs and the resulting DoDs, the total morphological sediment budgets could be determined very well. Furthermore, the results show that geomorphological processes also can be identified and interpreted using the pattern of the DoD over longer periods. The analyses

lead to the following conclusions. The morphodynamics of the hillslopes, as well as the resulting sediment input into the adjacent mountain streams, depend mainly on the characteristics of the slopes (e.g., size, slope length, slope gradient, and elevation) and the resulting higher relief energy on steeper and longer slopes. Individual and rare geomorphological processes of higher magnitudes (e.g., landslides) show a high influence on the mean annual erosion and accumulation volumes by increasing them strongly. Due to the high morphodynamics in the erosion and accumulation areas, vegetation cover is sparse developed and was found mainly in undisturbed areas of the slopes. The three test sites show differences in their morphodynamics. The two test sites on the lateral moraine of the Gepatsch glacier show a decreasing but ongoing high morphodynamics in the upper parts of the slopes. The results show very clear that sediment is still available and the paraglacial adjustment process is still in progress after ~132/133 years since deglaciation. In contrast, the test site on the lateral moraine of the Weißsee glacier shows an increase in morphodynamics. If this is the consequence of differences in height or a consequence of an internal disturbance of the system by the big landslide stays unclear, but it seems that dead ice plays a major role in this case. The test sites are generally subject to changes in external forces, such as an increasing trend in temperature and a decrease in short-term precipitation events (15-min/1 h) but an increase in daily precipitation sum. In particular, with the decreasing trend of precipitation, a correlation with the decrease of morphodynamics can be assumed. Furthermore, the increase in temperature leads to an increase in the runoff of the mountain streams directly adjacent to the slopes due to the higher proportion of meltwater, which in turn has led to a strong undercutting of the slopes in the recent years. In general, there is a strong geomorphic coupling of the investigated test sites, but also a decrease in the efficiency of sediment transport on the slopes into the channels. Thus, the investigated test sites are subject to strong changes of external forces as well as system-internal dynamics.

Author Contributions: Conceptualization, M.A., F.H. (Florian Haas), and M.B.; data curation, M.A., L.P., F.F., J.R., B.K., S.M., K.R., F.H. (Florian Haas), and M.P.; formal analysis, M.A., B.K., S.M., K.R., M.P., and F.H. (Florentin Hofmeister); funding acquisition, M.B., F.H. (Florian Haas), and T.H.; investigation, M.A.; methodology, M.A., L.P., F.H. (Florian Haas), T.H., S.B.-N., B.K., S.M., M.P., F.H. (Florentin Hofmeister), C.R., and M.B.; project administration, M.B.; F.H. (Florian Haas), and T.H.; resources, M.B., F.H. (Florian Haas), and T.H.; software, M.A., L.P., B.K., K.R., M.P., and F.H. (Florentin Hofmeister); supervision, M.A., F.H. (Florian Haas), and M.B.; validation, F.H. (Florian Haas); visualization, M.A., K.R., M.P., and F.H. (Florentin Hofmeister); writing—original draft, M.A.; writing—review and editing, L.P., F.H. (Florian Haas), F.F., J.R., S.B.-N., S.M., K.R., C.R., and M.P. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: The study was part of the SEHAG project (“Sensitivity of High Alpine Geosystems to Climate Change Since 1850”) and financially supported by the German Research Foundation (DFG) and the Austrian Science Fund (FWF) (grant numbers: BE 1118/38-1, BE 1118/39-1, BE 1118/40-1, HA 5740/10-1, HE 5747/6-1, ER 905/1-1, DI 639/5-1, CH 981/3-1, MA 6966/4-1, LA 4426/1-1, and 4062-N29). Furthermore, the CryoSoil_TRANSFORM project was part of this study, financially supported by the Austrian Academy of Sciences (ÖAW) as part of the Earth System Sciences (ESS) research programme. The open access publication of this article was supported by the Open Access Fund of the Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt.

Acknowledgments: We gratefully acknowledge the DFG, the FWF, and the ÖAW for the financial support. We would also like to acknowledge the Tyrolean Hydropower AG (TIWAG, Austria, Innsbruck), for providing the meteorological and hydrological data and the Office of the Tyrolean Government (Department of Geoinformation, Austria, Innsbruck) for providing the historical images 1970 and 1971 as well as the corresponding camera calibration certificates. We would also like to thank the Austrian Federal Office of Surveying and Metrology (BEV, Austria, Vienna) for providing the historical aerial images of 1953 and the current aerial images of 2015. We also acknowledge the Kaunertaler Gletscherbahnen GmbH for the free use of the toll road in the Upper Kauner Valley.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest. The funders had no role in the design of the study; in the collection, analyses, or interpretation of data; in the writing of the manuscript, or in the decision to publish the results.

References

1. Deline, P.; Gruber, S.; Delaloye, R.; Fischer, L.; Geertsema, M.; Giardino, M.; Hasler, A.; Kirkbride, M.; Krautblatter, M.; Magnin, F.; et al. Ice Loss and Slope Stability in High-Mountain Regions. In *Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters*; Haeblerli, W., Whiteman, C., Shroder, J.F., Eds.; Elsevier: Amsterdam, The Netherlands, 2015; pp. 521–561; ISBN 9780123948496.
2. Heckmann, T.; Morche, D. (Eds.) Geomorphology of Proglacial Systems. In *Landform and Sediment Dynamics in Recently Deglaciated Alpine Landscapes*; Springer International Publishing: Cham, Switzerland, 2019; ISBN 9783319941844.
3. Haeblerli, W.; Beniston, M. Climate Change and Its Impacts on Glaciers and Permafrost in the Alps. *Ambio* **1998**, *27*, 258–265.
4. Beniston, M. Mountain Climates and Climatic Change: An Overview of Processes Focusing on the European Alps. *Pure Appl. Geophys.* **2005**, *162*, 1587–1606. [[CrossRef](#)]
5. Abermann, J.; Lambrecht, A.; Fischer, A.; Kuhn, M. Quantifying changes and trends in glacier area and volume in the Austrian Ötztal Alps (1969–1997–2006). *Cryosphere* **2009**, *3*, 205–2015. [[CrossRef](#)]
6. Zemp, M.; Hoelzle, M.; Haeblerli, W. Six decades of glacier mass-balance observations: A review of the worldwide monitoring network. *Ann. Glaciol.* **2009**, *50*, 101–111. [[CrossRef](#)]
7. Kneisel, C.; Käab, A. Mountain permafrost dynamics within a recently exposed glacier forefield inferred by a combined geomorphological, geophysical and photogrammetrical approach. *Earth Surf. Process. Landf.* **2007**, *32*, 1797–1810. [[CrossRef](#)]
8. Pauli, H.; Gottfried, M.; Grabherr, G. Effects of climate change on the alpine and nival vegetation of the Alps. *J. Mt. Ecol.* **2003**, *7*, 9–12.
9. Raffl, C.; Erschbamer, B. Comparative vegetation analyses of two transects crossing a characteristic glacier valley in the Central Alps. *Phytocoenologia* **2004**, *34*, 225–240. [[CrossRef](#)]
10. Huss, M.; Farinotti, D.; Bauder, A.; Funk, M. Modelling runoff from highly glacierized alpine drainage basins in a changing climate. *Hydrol. Process.* **2008**, *22*, 3888–3902. [[CrossRef](#)]
11. Pellicciotti, F.; Bauder, A.; Parola, M. Effect of glaciers on streamflow trends in the Swiss Alps. *Water Resour. Res.* **2010**, *46*, 1–16. [[CrossRef](#)]
12. Majone, B.; Villa, F.; Deidda, R.; Bellin, A. Impact of climate change and water use policies on hydropower potential in the south-eastern Alpine region. *Sci. Total Environ.* **2016**, *543*, 965–980. [[CrossRef](#)]
13. Church, M.; Ryder, J.M. Paraglacial Sedimentation: A Consideration of Fluvial Processes Conditioned by Glaciation. *Geol. Soc. Am. Bull.* **1972**, *83*, 3059. [[CrossRef](#)]
14. Ballantyne, C.K. A general model of paraglacial landscape response. *Holocene* **2002**, *12*, 371–376. [[CrossRef](#)]
15. Curry, A.M.; Cleasby, V.; Zukowskyj, P. Paraglacial response of steep, sediment-mantled slopes to post-Little Ice Age' glacier recession in the central Swiss Alps. *J. Quat. Sci.* **2006**, *21*, 211–225. [[CrossRef](#)]
16. Schiefer, E.; Gilbert, R. Reconstructing morphometric change in a proglacial landscape using historical aerial photography and automated DEM generation. *Geomorphology* **2007**, *88*, 167–178. [[CrossRef](#)]
17. Cossart, E.; Fort, M. Sediment release and storage in early deglaciated areas: Towards an application of the exhaustion model from the case of Massif des Écrins (French Alps) since the Little Ice Age. *Nor. Geogr. Tidsskr. Nor. J. Geogr.* **2008**, *62*, 115–131. [[CrossRef](#)]
18. Carrivick, J.L.; Heckmann, T. Short-term geomorphological evolution of proglacial systems. *Geomorphology* **2017**, *287*, 3–28. [[CrossRef](#)]
19. Ballantyne, C.K. Paraglacial landform succession and sediment storage in deglaciated mountain valleys: Theory and approaches to calibration. *Z. Geomorphol. Suppl.* **2003**, *132*, 1–18.
20. Orwin, J.F.; Smart, C.C. Short-term spatial and temporal patterns of suspended sediment transfer in proglacial channels, small River Glacier, Canada. *Hydrol. Process.* **2004**, *18*, 1521–1542. [[CrossRef](#)]
21. Haas, F.; Heckmann, T.; Hilger, L.; Becht, M. Quantification and Modelling of Debris Flows in the Proglacial Area of the Gepatschferner/Austria using Ground-based LIDAR. In *Erosion and Sediment Yields in the Changing Environment: Proceedings of an IAHS International Commission on Continental Erosion Symposium, held at the Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS-Chengdu, China, 11–15 October 2012*; Collins, L.A., Golosov, V., Horowitz, A.J., Lu, X., Stone, M., Walling, D.E., Zhang, X., Eds.; IAHS Publication: Wallingford, UK, 2012; Volume 356, pp. 293–302.

22. Heckmann, T.; Vericat, D. Computing spatially distributed sediment delivery ratios: Inferring functional sediment connectivity from repeat high-resolution digital elevation models. *Earth Surf. Process. Landf.* **2018**, *43*, 1547–1554. [[CrossRef](#)]
23. Dusik, J. Die aktuelle Geomorphodynamik auf Proglazialen Moränen im Hinteren Kaunertal: Hochaufgelöste Messung und Modellierung der Prozessdynamik Hinsichtlich ihrer Lokalen und Temporalen Variabilität. Ph.D. Thesis, Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt, Eichstätt, Germany, 2019.
24. Dusik, J.-M.; Neugirg, F.; Haas, F. Slope Wash, Gully Erosion and Debris Flows on Lateral Moraines in the Upper Kaunertal, Austria. In *Geomorphology of Proglacial Systems: Landform and Sediment Dynamics in Recently Deglaciated Alpine Landscapes*; Heckmann, T., Morche, D., Eds.; Springer International Publishing: Cham, Switzerland, 2019; pp. 177–196. ISBN 9783319941844.
25. Tschada, H.; Hofer, B. Total solids load from the catchment area of the Kaunertal hydroelectric power station: The results of 25 years of operation. *IAHS Publ.* **1990**, *194*, 121–128.
26. Hilger, L. Quantification and Regionalization of Geomorphic Processes using Spatial Models and High-Resolution Topographic Data: A Sediment Budget of the Upper Kauner Valley, Ötztal Alps. Ph.D. Thesis, Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt, Eichstätt, Germany, 2017.
27. Chorley, R.J.; Kennedy, B.A. *Physical Geography. A System Approach*; Prentice Hall: London, UK, 1971.
28. Caine, N.; Swanson, F. Geomorphic coupling of hillslope and channel systems in two small mountain basins. *Zeitschrift für Geomorphologie* **1989**, *33*, 189–203.
29. Church, M.; Slaymaker, O. Disequilibrium of Holocene sediment yield in glaciated British Columbia. *Nature* **1989**, *337*, 452–454. [[CrossRef](#)]
30. Burt, T.P.; Allison, R.J. *Sediment Cascades. An Integrated Approach*; John Wiley & Sons Ltd: Chichester, UK, 2010.
31. Haas, F. Fluviale Hangprozesse in Alpinen Einzugsgebieten der Nördlichen Kalkalpen: Quantifizierung und Modellierungsansätze. Ph.D. Thesis, Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt, Eichstätt, Germany, 2008.
32. Becht, M. *Untersuchungen zur Aktuellen Reliefentwicklung in Alpinen Einzugsgebieten*; Geobuch Verlag: München, Germany, 1995.
33. Heckmann, T.; Haas, F.; Morche, D.; Schmidt, K.-H.; Rohn, J.; Moser, M.; Leopold, M.; Kuhn, M.; Briese, C.; Pfeifer, N.; et al. Investigating an Alpine proglacial sediment budget using field measurements, airborne and terrestrial LiDAR data. In Proceedings of the a Symposium held at the Institute of Mountain Hazards and Environment, Chengdu, China, 11–15 October 2012; Collins, A.L., Golosov, V., Horowitz, A.J., Lu, X., Stone, M., Walling, D.E., Zhang, X., Eds.; pp. 438–447.
34. Faulkner, H. Connectivity as a crucial determinant of badland morphology and evolution. *Geomorphology* **2008**, *100*, 91–103. [[CrossRef](#)]
35. Heckmann, T.; Schwanghart, W. Geomorphic coupling and sediment connectivity in an alpine catchment—Exploring sediment cascades using graph theory. *Geomorphology* **2013**, *182*, 89–103. [[CrossRef](#)]
36. Hooke, J. Coarse sediment connectivity in river channel systems: A conceptual framework and methodology. *Geomorphology* **2003**, *56*, 79–94. [[CrossRef](#)]
37. Korup, O. Geomorphic imprint of landslides on alpine river systems, southwest New Zealand. *Earth Surf. Process. Landf.* **2005**, *30*, 783–800. [[CrossRef](#)]
38. Brierley, G.; Fryirs, K.; Jain, V. Landscape connectivity: The geographic basis of geomorphic applications. *Area* **2006**, *38*, 165–174. [[CrossRef](#)]
39. Fryirs, K. (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: A fresh look at the sediment delivery problem. *Earth Surf. Process. Landf.* **2013**, *38*, 30–46. [[CrossRef](#)]
40. Bracken, L.J.; Turnbull, L.; Wainwright, J.; Bogaart, P. Sediment connectivity: A framework for understanding sediment transfer at multiple scales. *Earth Surf. Process. Landf.* **2015**, *40*, 177–188. [[CrossRef](#)]
41. Wohl, E.; Magilligan, F.J.; Rathburn, S.L. Introduction to the special issue: Connectivity in Geomorphology. *Geomorphology* **2017**, *277*, 1–5. [[CrossRef](#)]
42. Harvey, A.M. Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: Implications for landscape sensitivity, illustrated from the Howgill Fells, northwest England. *CATENA* **2001**, *42*, 225–250. [[CrossRef](#)]
43. Savi, S.; Schneuwly-Bollschweiler, M.; Bommer-Denns, B.; Stoffel, M.; Schlunegger, F. Geomorphic coupling between hillslopes and channels in the Swiss Alps. *Earth Surf. Process. Landf.* **2013**, *38*, 959–969. [[CrossRef](#)]

44. Kummert, M.; Delaloye, R. Regional-scale inventory of periglacial moving landforms connected to the torrential network system. *Geogr. Helv.* **2018**, *73*, 357–371. [[CrossRef](#)]
45. Fryirs, K.A.; Brierley, G.J.; Preston, N.J.; Spencer, J. Catchment-scale (dis)connectivity in sediment flux in the upper Hunter catchment, New South Wales, Australia. *Geomorphology* **2007**, *84*, 297–316. [[CrossRef](#)]
46. Morche, D.; Schmidt, K.; Heckmann, T.; Haas, F. Hydrology and geomorphic effects of a high-magnitude flood in an alpine river. *Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr.* **2007**, *89*, 5–19. [[CrossRef](#)]
47. Morche, D.; Haas, F.; Baewert, H.; Heckmann, T.; Schmidt, K.-H.; Becht, M. Sediment transport in the proglacial Fagge River (Kaunertal/Austria). *IAHS-AISH Publ.* **2012**, *356*, 72–80.
48. Baewert, H.; Morche, D. Coarse sediment dynamics in a proglacial fluvial system (Fagge River, Tyrol). *Geomorphology* **2014**, *218*, 88–97. [[CrossRef](#)]
49. Harvey, A.M. Effective timescales of coupling within fluvial systems. *Geomorphology* **2002**, *44*, 175–201. [[CrossRef](#)]
50. Turnbull, L.; Wainwright, J.; Brazier, R.E. Changes in hydrology and erosion over a transition from grassland to shrubland. *Hydrol. Process.* **2009**, *24*, 393–414. [[CrossRef](#)]
51. Wainwright, J.; Turnbull, L.; Ibrahim, T.G.; Lexartza-Artza, I.; Thornton, S.F.; Brazier, R.E. Linking environmental régimes, space and time: Interpretations of structural and functional connectivity. *Geomorphology* **2011**, *126*, 387–404. [[CrossRef](#)]
52. Heckmann, T.; Cavalli, M.; Cerdan, O.; Foerster, S.; Javaux, M.; Lode, E.; Smetanová, A.; Vericat, D.; Brardinoni, F. Indices of sediment connectivity: Opportunities, challenges and limitations. *Earth-Sci. Rev.* **2018**, *187*, 77–108. [[CrossRef](#)]
53. Gärtner-Roer, I.; Bast, A. (Ground) Ice in the Proglacial Zone. In *Geomorphology of Proglacial Systems: Landform and Sediment Dynamics in Recently Deglaciated Alpine Landscapes*; Heckmann, T., Morche, D., Eds.; Springer International Publishing: Cham, Switzerland, 2019; pp. 85–98. ISBN 9783319941820.
54. Carrivick, J.L.; Geilhausen, M.; Warburton, J.; Dickson, N.E.; Carver, S.J.; Evans, A.J.; Brown, L.E. Contemporary geomorphological activity throughout the proglacial area of an alpine catchment. *Geomorphology* **2013**, *188*, 83–95. [[CrossRef](#)]
55. Betz, S.; Croce, V.; Becht, M. Investigating morphodynamics on Little Ice Age lateral moraines in the Italian Alps using archival aerial photogrammetry and airborne LiDAR data. *Z. Geomorphol.* **2019**, *62*, 231–247. [[CrossRef](#)]
56. Kamleitner, S.M. Is There Still Dead Ice in the Little Ice Age Lateral Moraine? Master's Thesis, Universität Wien, Vienna, Austria, 2017.
57. Eichel, J.; Draebing, D.; Meyer, N. From active to stable: Paraglacial transition of Alpine lateral moraine slopes. *Land Degrad. Dev.* **2018**, *29*, 4158–4172. [[CrossRef](#)]
58. Guzzetti, F.; Peruccacci, S.; Rossi, M.; Stark, C.P. The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows: An update. *Landslides* **2008**, *5*, 3–17. [[CrossRef](#)]
59. Theule, J.I.; Liébault, F.; Loye, A.; Laigle, D.; Jaboyedoff, M. Sediment budget monitoring of debris-flow and bedload transport in the Manival Torrent, SE France. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **2012**, *12*, 731–749. [[CrossRef](#)]
60. Baily, B.; Collier, P.; Farres, P.; Inkpen, R.; Pearson, A. Comparative assessment of analytical and digital photogrammetric methods in the construction of DEMs of geomorphological forms. *Earth Surf. Process. Landf.* **2003**, *28*, 307–320. [[CrossRef](#)]
61. Midgley, N.G.; Tonkin, T.N. Reconstruction of former glacier surface topography from archive oblique aerial images. *Geomorphology* **2017**, *282*, 18–26. [[CrossRef](#)]
62. Stark, M.; Neugirg, F.; Kaiser, A.; Della Seta, M.; Schmidt, J.; Becht, M.; Haas, F. Calanchi badlands reconstructions and long-term change detection analysis from historical aerial and UAS image processing. *J. Geomorphol.* **2020**. [[CrossRef](#)]
63. Heritage, G.; Hetherington, D. Towards a protocol for laser scanning in fluvial geomorphology. *Earth Surf. Process. Landf.* **2007**, *32*, 66–74. [[CrossRef](#)]
64. Scheidl, C.; Rickenmann, D.; Chiari, M. The use of airborne LiDAR data for the analysis of debris flow events in Switzerland. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **2008**, *8*, 1113–1127. [[CrossRef](#)]

65. Höfle, B.; Rutzinger, M. Topographic airborne LiDAR in geomorphology: A technological perspective. *Z. Geomorphol. Suppl. Issues* **2011**, *55*, 1–29. [[CrossRef](#)]
66. Williams, R.D.; Rennie, C.D.; Brasington, J.; Hicks, D.M.; Vericat, D. Linking the spatial distribution of bed load transport to morphological change during high-flow events in a shallow braided river. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* **2015**, *120*, 604–622. [[CrossRef](#)]
67. Brasington, J.; Rumsby, B.T.; McVey, R.A. Monitoring and modelling morphological change in a braided gravel-bed river using high resolution GPS-based survey. *Earth Surf. Process. Landf.* **2000**, *25*, 973–990. [[CrossRef](#)]
68. Lane, S.N. The Measurement of River Channel Morphology Using Digital Photogrammetry. *Photogramm. Rec.* **2000**, *16*, 937–961. [[CrossRef](#)]
69. Fuller, I.C.; Large, A.R.G.; Charlton, M.E.; Heritage, G.L.; Milan, D.J. Reach-scale sediment transfers: An evaluation of two morphological budgeting approaches. *Earth Surf. Process. Landf.* **2003**, *28*, 889–903. [[CrossRef](#)]
70. Gaeuman, D.A.; Schmidt, J.C.; Wilcock, P.R. Evaluation of in-channel gravel storage with morphology-based gravel budgets developed from planimetric data. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* **2003**, *108*, 1–16. [[CrossRef](#)]
71. Rickenmann, D.; Hunzinger, L.; Koschni, A. Flood Events and Sediment Transport during the Rainstorm of August 2005 in Switzerland. *Interpraevent 2008 Conf. Proc.* **2008**, *1*, 465–476.
72. Vericat, D.; Wheaton, J.M.; Brasington, J. Revisiting the Morphological Approach. In *Gravel-Bed Rivers: Processes and Disasters*, 1st ed.; Tsutsumi, D., Laronne, J.B., Eds.; John Wiley & Sons: Chichester, UK; Hoboken, NJ, USA, 2017; pp. 121–158; ISBN 9781118971437.
73. Rapp, A. Recent Development of Mountain Slopes in Kärkevagge and Surroundings, Northern Scandinavia. *Geogr. Ann.* **1960**, *42*, 65–200. [[CrossRef](#)]
74. Reid, L.M.; Dunne, T. *Rapid Evaluation of Sediment Budgets*; Catena: Reiskirchen, Germany, 1996.
75. Bimböse, M.; Schmidt, K.-H.; Morche, D. High resolution quantification of slope–channel coupling in an alpine geosystem. *IAHS Publ.* **2010**, *337*, 300–307.
76. Bimböse, M.; Nicolay, A.; Bryk, A.; Schmidt, K.-H.; Morche, D. Investigations on intra- and interannual coarse sediment dynamics in a high-mountain river. *Z. Geomorphol. Suppl. Issues* **2011**, *55*, 67–81. [[CrossRef](#)]
77. Bremer, M.; Sass, O. Combining airborne and terrestrial laser scanning for quantifying erosion and deposition by a debris flow event. *Geomorphology* **2012**, *138*, 49–60. [[CrossRef](#)]
78. Sass, O.; Krautblatter, M. Debris flow-dominated and rockfall-dominated talus slopes: Genetic models derived from GPR measurements. *Geomorphology* **2007**, *86*, 176–192. [[CrossRef](#)]
79. Onaca, A.; Ardelean, A.C.; Urdea, P.; Ardelean, F.; Sărășan, A. Genetic typologies of talus deposits derived from GPR measurements in the alpine environment of the Făgăraș Mountains. *Carpathian J. Earth Environ. Sci.* **2016**, *11*, 609–616.
80. Warburton, J. An Alpine Proglacial Fluvial Sediment Budget. *Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr.* **1990**, *72*, 261–272. [[CrossRef](#)]
81. Slaymaker, O. The sediment budget as conceptual framework and management tool. In *The Interactions between Sediments and Water. Developments in Hydrobiology*; Kronvang, B., Ed.; Springer: Dordrecht, The Netherlands, 2003.
82. Tollmann, A. *Geologie von Österreich. Die Zentralalpen*; Deuticke: Vienna, Austria, 1977.
83. Geological Survey of Austria. *Geological Map of Austria, 1:2,000,000*; Geological Survey of Austria: Vienna, Austria, 1999.
84. Vehling, L. Gravitative Massenbewegungen an Alpenen Felshängen: Quantitative Bedeutung in der Sedimentkaskade Proglazialer Geosysteme (Kautental, Tirol). Ph.D. Thesis, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, Erlangen, Germany, 2016.
85. Buckel, J.; Otto, J.-C. The Austrian Glacier Inventory GI 4 (2015) in ArcGis (shapefile) format, supplement to: Buckel, Johannes; Otto, Jan-Christoph; Prasicek, Günther; Keuschnig, Markus (2018): Glacial lakes in Austria—Distribution and formation since the Little Ice Age. *Glob. Planet. Chang.* **2018**, *164*, 39–51. [[CrossRef](#)]
86. Nicolussi, K.; Patzelt, G. Untersuchungen zur holozänen Gletscherentwicklung von Pasterze und Gepatschferner (Ostalpen). *Z. Gletsch. Glazialgeol.* **2001**, *36*, 1–87.

87. Sonklar, K. *Die Oetzthaler Gebirgsgruppe, mit Besonderer Rücksicht auf Orographie und Gletscherkunde*; Justus Perthes: Gotha, Germany, 1861.
88. Finsterwalder, S.; Schunk, H.; Blümcke, A. *Die Zunge des Gepatschferners 1886/87*; Stich u. Druck: Kartogr. Inst. v. H. Petters: Hildburghausen, Germany, 1888.
89. Finsterwalder, S. *Der Talschluss des Kaunertals in den Öztaler alpen mit dem Gepatsch- und Weißseeferner*; 1928.
90. Veit, H. *Die Alpen. Geoökologie und Landschaftsentwicklung*; Ulmer: Stuttgart, Germany, 2002.
91. Brunner, K. Maps of Gepatschferner—The Tongue, Austria. In *WGMS (1988): Fluctuations of Glaciers 1980–1985*; Haeberli, W., Müller, P., Eds.; IAHS (ICSU)/UNEP/UNESCO; World Glacier Monitoring Service: Zurich, Switzerland, 1988; Volume 5.
92. Henninger, R. Veränderungen der Zungenlage des Gepatschferners seit 1886/87. Ph.D. Thesis, Fachhochschule Karlsruhe, Karlsruhe, Germany, 1985.
93. Brunner, K. Maps of Gepatschferner—Tongue Position, Austria. In *WGMS (1988): Fluctuations of Glaciers 1980–1985*; Haeberli, W., Müller, P., Eds.; IAHS (ICSU)/UNEP/UNESCO; World Glacier Monitoring Service: Zurich, Switzerland, 1988; Volume 5.
94. ÖAV; DAV. *Öztaler Alpen. Blatt Weisskugel-Wildspitze (30/2)*; Vienna, Austria, 1962.
95. Army Map Service. *Weisskugel Sheet 172/1-4*, 1st ed.; Army Map Service: Washington, DC, USA, 1952.
96. Patzelt, G. *The Austrian Glacier Inventory GI 1, 1969, in ArcGIS (Shapefile) Format*; 2015.
97. Wild Heerbrugg AG. *Calibration Certificate Wild Camera No. 21 At. 109*; 1968.
98. Wild Heerbrugg AG. *Calibration Certificate Wild Camera No. 21 At. 7*; 1969.
99. Gomez, C.; Hayakawa, Y.; Obanawa, H. A study of Japanese landscapes using structure from motion derived DSMs and DEMs based on historical aerial photographs: New opportunities for vegetation monitoring and diachronic geomorphology. *Geomorphology* **2015**, *242*, 11–20. [[CrossRef](#)]
100. Glira, P.; Pfeifer, N.; Briese, C.; Ressel, C. A Correspondence Framework for ALS Strip Adjustments based on Variants of the ICP Algorithm. *Photogramm. Fernerkund. Geoinf.* **2015**, *275–289*. [[CrossRef](#)]
101. Agisoft Metashape. In *1970—Processing Report 30 April 2020*; Internal Document, Unpublished; Eichstätt, Germany, 2020.
102. Agisoft Metashape. In *1971—Processing Report 30 April 2020*; Internal Document, Unpublished; Eichstätt, Germany, 2020.
103. RIEGL Laser Measurement Systems GmbH. *Data Sheet, RIEGL VZ-4000*; RIEGL Laser Measurement Systems GmbH: Horn, Austria, 2019.
104. O’Callaghan, J.F.; Mark, D.M. The extraction of drainage networks from digital elevation data. Computer vision, graphics, and image processing. *Comput. Vis. Graph. Image Process.* **1984**, *28*, 323–344.
105. Lane, S.N.; Westaway, R.M.; Murray Hicks, D. Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. *Earth Surf. Process. Landf.* **2003**, *28*, 249–271. [[CrossRef](#)]
106. Milan, D.J.; Heritage, G.L.; Large, A.R.G.; Fuller, I.C. Filtering spatial error from DEMs: Implications for morphological change estimation. *Geomorphology* **2011**, *125*, 160–171. [[CrossRef](#)]
107. Hodgson, M.E.; Bresnahan, P. Accuracy of Airborne Lidar-Derived Elevation. *Photogramm. Eng. Remote Sens.* **2004**, *70*, 331–339. [[CrossRef](#)]
108. Abellán, A.; Oppikofer, T.; Jaboyedoff, M.; Rosser, N.J.; Lim, M.; Lato, M.J. Terrestrial laser scanning of rock slope instabilities. *Earth Surf. Process. Landf.* **2014**, *39*, 80–97. [[CrossRef](#)]
109. Fan, L.; Atkinson, P.A. Accuracy of Digital Elevation Models Derived From Terrestrial Laser Scanning Data. *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.* **2015**, *12*, 1923–1927. [[CrossRef](#)]
110. Bakker, M.; Lane, S.N. Archival photogrammetric analysis of river-floodplain systems using Structure from Motion (SfM) methods. *Earth Surf. Process. Landf.* **2017**, *42*, 1274–1286. [[CrossRef](#)]
111. Westaway, R.M.; Lane, S.N.; Hicks, D.M. The development of an automated correction procedure for digital photogrammetry for the study of wide, shallow, gravel-bed rivers. *Earth Surf. Process. Landf.* **2000**, *25*, 209–226. [[CrossRef](#)]
112. Micheletti, N.; Chandler, J.H.; Lane, S.N. Investigating the geomorphological potential of freely available and accessible structure-from-motion photogrammetry using a smartphone. *Earth Surf. Process. Landf.* **2015**, *40*, 473–486. [[CrossRef](#)]

113. Smith, M.W.; Vericat, D. From experimental plots to experimental landscapes: Topography, erosion and deposition in sub-humid badlands from Structure-from-Motion photogrammetry. *Earth Surf. Process. Landf.* **2015**, *40*, 1656–1671. [[CrossRef](#)]
114. Anderson, S.W. Uncertainty in quantitative analyses of topographic change: Error propagation and the role of thresholding. *Earth Surf. Process. Landf.* **2019**, *44*, 1015–1033. [[CrossRef](#)]

Publisher's Note: MDPI stays neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.



© 2020 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

5.4 Forschungsartikel IV

Titel:	Long-term monitoring (1953-2019) of geomorphologically active sections on LIA lateral moraines under changing meteorological conditions
Autoren:	Moritz Altmann, Madlene Pfeiffer, Florian Haas, Jakob Rom, Fabian Fleischer, Tobias Heckmann, Livia Piermattei, Michael Wimmer, Lukas Braun, Manuel Stark, Sarah Betz-Nutz, Michael Becht
Journal:	Earth Surface Dynamics (E-Surf)
Verlag:	European Geosciences Union (EGU), Copernicus Publications
Status:	Veröffentlicht als Preprint im Februar, 2023 (aktuell in Begutachtung)
DOI:	https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1512
Zitieren als:	Altmann, Moritz; Pfeiffer, Madlene; Haas, Florian; Rom, Jakob; Fleischer, Fabian; Heckmann, Tobias et al. (2023): Long-term monitoring (1953–2019) of geomorphologically active sections on LIA lateral moraines under changing meteorological conditions. In: EGUsphere [preprint], https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1512 .



1 Long-term monitoring (1953-2019) of geomorphologically active 2 sections on LIA lateral moraines under changing meteorological 3 conditions

4 Moritz Altmann¹, Madlene Pfeiffer², Florian Haas¹, Jakob Rom¹, Fabian Fleischer¹, Tobias Heckmann¹,
 5 Livia Piermattei^{1,3}, Michael Wimmer⁴, Lukas Braun⁵, Manuel Stark¹, Sarah Betz-Nutz¹, Michael Becht¹

6 ¹Department of Physical Geography, Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt, Eichstätt, 85072, Germany

7 ²Institute of Geography, University of Bremen, Bremen, 28359, Germany

8 ³Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research (WSL), Birmensdorf, 8903, Switzerland

9 ⁴Department of Geodesy and Geoinformation, TU Wien, Vienna, 1040, Austria

10 ⁵Institute of Mathematics, Albert Ludwig University of Freiburg, Freiburg, 79104, Germany

11 *Correspondence to:* Moritz Altmann (MAltmann@ku.de)

12 **Abstract.** We show a long-term erosion monitoring of several geomorphologically active gully systems on Little Ice Age
 13 lateral moraines in the central Eastern Alps covering a total time period from 1953 to 2019 including several survey periods
 14 in order to identify corresponding morphodynamic trends. For the implementation, DEM of Differences were calculated based
 15 on multitemporal high-resolution digital elevation models from historical aerial images (generated by structure-from-motion
 16 photogrammetry with multi-view-stereo) and light detection and ranging from airborne platforms. Two approaches were
 17 implemented to achieve the corresponding objectives. First, by calculating linear regression models using the accumulated
 18 sediment yield and the corresponding catchment area (on a log-log scale), the range of the variability of the spatial distribution
 19 of erosion values within the areas of interest is shown. Secondly, we use volume calculations to determine the total/mean
 20 sediment output (and erosion rates) of the entire areas of interest. Subsequently, a comparison is made between the areas of
 21 interest and the epochs of both approaches. Based on the slopes of the calculated regression lines, it could be shown that the
 22 highest range of the variability of sediment yield within all areas of interest is in the first epoch (mainly 1950s to 1970s), as in
 23 some areas of interest sediment yield per square metre increases clearly more (regression lines with slopes up to 1.5), which
 24 in the later epochs (1970s to mid-2000s and mid-2000s to 2017/2019) generally decreases in 10 out of 12 cases (regression
 25 lines with slopes around 1). However, even in the areas of interest with an increase in the variability of sediment yield over
 26 time, the earlier high variabilities are no longer reached. This means that the spatial pattern of erosion in the gully heads
 27 changes over time as it becomes more uniform. Furthermore, using sediment volume calculations and corresponding erosion
 28 rates, we show a generally decreasing trend in geomorphic activity (amount of sediment yield) between the different epochs
 29 in 10 out of 12 areas of interest, while 2 areas of interest show an opposite trend where morphodynamics increase and remain
 30 at the same level. Finally, we summarise the results of long-term changes in the morphodynamics of geomorphologically active
 31 areas on lateral moraines by presenting the "sediment activity concept", which, in contrast to theoretical models, is based on
 32 actually calculated erosion. The level of geomorphic activity depends strongly on the characteristics of the areas of interest,



33 such as size, slope length and slope gradient, some of which are associated with deeply incised gullies. It is noticeable that
 34 especially areas with decades of dead ice influence in the lower slope area show high geomorphic activity. Furthermore, we
 35 show that system-internal factors as well as the general paraglacial adjustment process have a greater influence on long-term
 36 morphodynamics than changing external weather and climate conditions, which, however, had a slight impact mainly in the
 37 last, i.e. most recent epoch (mid-2000s to 2017/2019) and may have led to an increase in erosion at the areas of interest.

38 **Keywords:** Airborne Laser Scanning (ALS), DEM of Difference (DoD), historical aerial images (HAI), gully erosion, Little
 39 Ice Age (LIA) lateral moraines, modelling, Structure-from-Motion (SfM) photogrammetry, proglacial areas, Weather Research
 40 and Forecasting (WRF) model

41 **1 Introduction**

42 Since the end of the Little Ice Age (LIA) around 1850 and the strong global warming of the last decades (IPCC, 2021; Pepin
 43 et al., 2022), proglacial areas play a special role in the current landscape changes of high alpine geosystems, as such areas are
 44 strongly increasing due to the ongoing retreat of the glaciers (Deline et al., 2015; Heckmann and Morche, 2019; Haeberli and
 45 Whiteman, 2021). The melting of glaciers leads to the release of unstable sediment sources, which are subsequently exposed
 46 to several geomorphological slope processes, which can lead to high erosion rates.

47 The relationship between this glacier melt and slope instability has been subject of research for several decades. Church and
 48 Ryder (1972) were the first to develop a theoretical model (“paraglacial concept”) to describe future landscape change
 49 throughout a proglacial area and defined the phase of transition as the paraglacial period, during which paraglacial processes
 50 (non-glacial processes) occur. After a period of high geomorphic activity (fluvial erosion and transport) associated with a peak,
 51 sediment production decreases over time until a “normal” level of sediment movement is reached. By further developing the
 52 model, Ballantyne (2002a) describes this paraglacial landscape adjustment using the “sediment exhaustion model”, which is
 53 based on a hypothetical paraglacial system. Several variable factors determine the duration of this period, such as sediment
 54 release and the rate of sediment reworking. Following the sediment exhaustion model, the rate of sediment reworking of
 55 glacial sediments in proglacial areas decreases exponentially if the sediment release rate only depends on sediment
 56 availability (Ballantyne, 2002a, 2002b).

57 Ballantyne and Benn (1994) and Curry (1999) describe the paraglacial slope adjustment of lateral moraines by analysing the
 58 formation of gully systems on lateral moraines and the corresponding alluvial fans and debris cones (both in western Norway).
 59 These systems result from weathering and erosion, such as fluvial erosion, slope wash, debris flows, smaller slope failures,
 60 and ground/snow avalanches (Ballantyne, 2002a, 2002b; Curry et al., 2006; Haas et al., 2012; Dusik et al., 2019). Material is
 61 deposited in the gullies (e.g. by nival processes, fluvial activity and sidewall collapse) and is then transported downslope,
 62 mainly by debris flows triggered in the gully heads after heavy rainfall or after rapid snowmelt (Ballantyne and Benn, 1994;
 63 Ballantyne, 2002b; Curry et al., 2006). Similarly, large deformations such as deep-seated slope failures and landslides with
 64 low frequency and high magnitude also occur (Mattson and Gardner, 1991; Blair, 1994; Hugenholtz et al., 2008; Altmann et

<https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1512>
Preprint. Discussion started: 6 February 2023
© Author(s) 2023. CC BY 4.0 License.



65 al., 2020; Cody et al., 2020; Betz-Nutz, 2021; Zhong et al., 2022). These erosion processes are primarily driven by temperature
66 and precipitation events, which have been subject to change in recent years and decades (Serquet et al., 2011; Brugnara et al.,
67 2012; Mankin and Diffenbaugh, 2015; Klein et al., 2016; Beniston et al., 2018; Hock et al., 2019; IPCC, 2021; Pepin et al.,
68 2022). Spring-time snowmelt provide important preparatory steps for sediment transport processes, such as loosening of the
69 upper layers of sediments of the slope or through the delivery of material into the gullies by nival processes, which is then
70 transported downslope by debris flows in the summer months (Haas et al., 2012; Dusik et al., 2019), which is considered as
71 the most important process occurring (Ballantyne, 2002a; Curry et al., 2006). Dusik (2019) also shows a positive correlation
72 between the number of mass movements and the number of extreme precipitation intensities, the number of certain threshold
73 exceedances for extreme daily precipitation totals as well as annual precipitation totals. These processes ultimately lead to the
74 dissection of the upper parts of the lateral moraines which is, however, limited in time (Curry et al., 2006). Curry et al. (2009)
75 inferred from morphometric measurements along a chronosequence that gullies increase in depth, width, area, and volume
76 over time, with width increasing significantly more than depth, resulting in the older ones not being as densely gullied.
77 Furthermore, it is described that the slope gradient decreases over time, e.g. Ballantyne and Benn (1994) report an average of
78 5° (in 48 years between 1943 and 1991). Betz-Nutz et al. (2022) document a range of slope gradient changes between -3.2°
79 and $+6.6^\circ$ between the ~1950s and 2018 (~68 years), showing that both increases and decreases can occur. Ballantyne and
80 Benn (1994), Curry (1999) and Curry et al. (2006) give average annual erosion rates of different gully systems over several
81 decades estimated by the volume of the gullies. Curry et al. (2006) showed at different test sites in the Swiss Alps that the
82 maximum extent of gullies is reached after 50 years of ice release and that sediment filling and stabilisation occurs after 80-
83 140 years of deglaciation. While 50% of the available sediment is exhausted after 10-50 years, it can take several centuries
84 until the paraglacial adjustment process is completed (Curry et al., 2006). Schiefer and Gilbert (2007) show, based on
85 quantitative analyses (via stereo-photogrammetry using historical aerial images), a significant decrease in the geomorphic
86 activity of gully systems on lateral moraines over several decades and different epochs in the glacier forefield of the Lillooet
87 Glacier (Canada, British Columbia). Carrivick et al. (2013) generally confirm the concept of paraglacial adjustment by showing
88 decreasing morphodynamics with increasing distance from the glacier as they have been ice-free for a longer time. However,
89 the lower morphodynamics observed in the distal areas of the glacier forefields could also be due to the generally lower slope
90 gradients there (Betz-Nutz et al., 2022). Lane et al. (2017) showed in the glacier forefield of Haut Glacier d'Arolla (Switzerland,
91 Valais) that there are no indications of filling in the developed gully systems, which indicates that they are still in the incision
92 phase. Betz-Nutz et al. (2022) show with the use of historical aerial photographs (processed by SfM-photogrammetry) that the
93 paraglacial adjustment process over decades is very variable. While 13 out of 20 moraine sections showed decreasing erosion
94 rates over decades, divided into several epochs, six showed almost constant activity and one section even showed a substantial
95 increase in erosion rate.

96 The period of paraglacial landscape adjustment is also influenced by upcoming vegetation, which can be considered both a
97 consequence and a cause of slope stabilisation (Eichel et al., 2016; Haselberger et al., 2021; Haselberger et al., 2022).



98 Nevertheless, bound solifluction processes can occur under a dense vegetation cover and are therefore not an absolute sign of
99 stabilisation (Draebing and Eichel, 2017).

100 The generation of multitemporal accurate and precise digital elevation models (DEMs) and the resulting DEM of Differences
101 (DoDs) by different remote sensing methods and techniques, which have been established in geomorphological research in
102 recent years, enabled the detection of changes in the Earth's surface in high spatial and temporal resolution (Pulighe and Fava,
103 2013; Nebiker et al., 2014; Tarolli, 2014; Smith et al., 2016; Eltner et al., 2016; Sevara et al., 2018; Okyay et al., 2019). By
104 processing overlapping high-resolution digitised historical aerial images (HAI) of high alpine geosystems, using SfM-MVS
105 (Structure-from Motion with Multi-View-Stereo) digital stereo-photogrammetry in combination with current airborne LiDAR
106 (Light Detection And Ranging) data into DEMs and the corresponding DoDs, landscape changes in these areas can be
107 reconstructed over several decades (Midgley and Tonkin, 2017; Mölg and Bolch, 2017; Lane et al., 2017; Betz et al., 2019;
108 Altmann et al., 2020; Fleischer et al., 2021; Betz-Nutz, 2021; Stark et al., 2022; Piermattei et al., 2022). The spatial distribution
109 of positive and negative DoD elevation changes enable various analyses, such as the reconstruction and interpretation of
110 individual geomorphological processes (Dusik, 2019) or the calculation of morphological budgets (Altmann et al., 2020).

111 Furthermore, by applying flow routing algorithms and the accumulation of DoD values accordingly, sediment yield (SY) from
112 the contributing area of each cell can be determined: Pelletier and Orem (2014) used repeat airborne LiDAR-based DEMs
113 before and after a wildfire and calculated for each pixel the net sediment volume exported by geomorphological processes.
114 Further applications of this methodology have been published by Wester et al. (2014), who calculated the total SY by applying
115 a weighted flow accumulation algorithm, and Heckmann and Vericat (2018), who further developed the approach by
116 calculating a spatially distributed measure of functional sediment connectivity on a proglacial slope. Neugirg et al. (2015a;
117 2015b; 2016) showed a positive correlation between log SY (calculated by accumulated DoD values on slopes) and the
118 corresponding log SCA (sediment contributing area), respectively log CA (catchment area), both extracted at randomly
119 selected cells of the channel network (so-called "virtual sediment traps", VST). Besides to these studies, which were carried
120 out on hillslopes in the Northern Alps (Germany, Lainbach valley and Arzbach valley) and at a former iron ore mine on the
121 island of Elba in the Tyrrhenian Sea (Italy, next to Rio Marina)), this approach was also applied to one proglacial slope in the
122 Kaunertal (Austria, Tyrol) by Dusik (2019) and Dusik et al. (2019). One advantage of this approach is that it can be used to
123 determine not only the size of SY (which can be compared with previous epochs, for example), but also the variability of SY
124 in the AOI within an epoch (spatial pattern of SY within the AOI), which is not possible, for example, when calculating simple
125 erosion rates, where only the volume of the total change can be computed.

126 In order to better understand the paraglacial adjustment process of lateral moraines, we continue the application of the approach
127 of Neugirg et al. (2015a; 2015b; 2016), Dusik (2019) and Dusik et al. (2019) to different LIA lateral moraines in the central
128 Eastern Alps in this study, which has so far only been carried out on one proglacial slope and over a short epoch of a few
129 months (Dusik et al., 2019). Secondly, we show volume calculations of the entire AOIs to determine the total sediment yield
130 (and erosion rates). Combining high-resolution historical and current DEMs and the corresponding DoDs, we show, the
131 quantification and analysis of gully system morphodynamics at 12 different sections in the upper reaches of lateral moraines



132 in five different glacier forefields over a total epoch of several decades (1953-2019) with several survey periods (~1950s to
 133 ~1970s, ~1970s to ~2000s and ~2000s to 2017/2019). By using simulated climate data of the glacier forefields we were able
 134 to investigate, besides system-internal influences, also external impacts on the morphodynamics, which have not been
 135 considered in long-term studies on erosion of LIA lateral moraines so far.

136 2 Study Area

137 The areas of interest (AOIs) are located in different high alpine geosystems along a north-south axis in the central Eastern Alps
 138 and are situated north (Horlachtal and upper Kaunertal) and south (upper Martelltal) of the main alpine divide. In these valleys,
 139 the AOIs are located within five glacier forefields on lateral moraines formed by the glaciers during their maximum glacier
 140 extent during the LIA around 1850 (Figure 1). The Horlachtal is located in the Stubai Alps (Tyrol, Austria), which is a tributary
 141 of the Oetztal (Geitner, 1999; Rieger, 1999). The investigated section of the Horlachtal is located in the side valley and sub-
 142 catchment Grastal (glacier forefield Grastalferner), which is oriented in a north-south direction. Geologically, the Horlachtal
 143 is located in the Oetztal Massif, where gneisses and mica schists dominate (Becht, 1995; Geitner, 1999). The Kaunertal is also
 144 located in the Oetztal Alps (Tyrol, Austria) and is oriented in a north-south direction. This valley geologically belongs to the
 145 Austroalpine crystalline complex (Tollmann, 1977; Geological Survey of Austria, 1999) where crystalline rocks, mainly ortho-
 146 and paragneisses, dominate (Vehling, 2016). The AOIs within the Kaunertal are located in the glacier forefields of the
 147 Gepatschferner, another glacier outlet of the Gepatschferner, the so-called Münchner Abfahrt (MA), and the Weißseeferner.
 148 The Martelltal is a southwest-northeast oriented valley located in the Ortler-Cevedale group (South Tyrol, Italy) and belongs
 149 geologically to the Ortler-Campo Crystalline, where quartz phyllite dominates with layers of e.g. shales, gneisses and marbles
 150 (Mair and Purtscheller, 1996; Staindl, 2000; Mair et al., 2007). The two AOIs are located in the glacier forefield of the
 151 Hohenferner. All valleys are characterized by the continental climate and low annual precipitation sums of the inner alpine dry
 152 region (Becht, 1995; Hagg and Becht, 2000; Veit, 2002; Hilger, 2017; Betz-Nutz, 2021). The AOIs are characterized by very
 153 low vegetation cover, intense paraglacial morphodynamics and typical unsorted moraine material. Table 1 and Figure 1 give
 154 an overview of the location as well as the characteristics of the AOIs.

155 **Table 1: Characteristics of the AOIs. Values were derived from 2017 DEM (Kaunertal) and 2019 DEM (Horlachtal and Martelltal).**

AOI	Location (Centre) (ETRS89/ UTM Zone 32N, EPSG Code: 25832)	Elevation (Ellipsoidal heights) (m)	Aspect	Size (m ²)	Max. length of delineated AOI (downslope) (m)	Mean (and max.) slope gradient (°)	At least ice- free since (years)*	Glacial or dead ice influence at the foot of the slope
HG1	E 652032, N 5218283	2659-2696	W	1647	43	37.9 (46.8)	1860 (159)	Not detectable
KG1	E 632991, N 5193590	2183-2262	W	12431	124	41.5 (69.3)	1937 (80)	Not detectable
KG2	E 633140, N 5193339	2244-2321	SW	8814	59	43.8 (61)	1933 (84)	Until 2006
KG3	E 633421, N 5193204	2329-2400	S	3123	29	38.5 (48.3)	1872 (145)	Not detectable
KG4	E 634596, N 5193101	2540-2620	SW	6193	99	41.1 (61.3)	1929 (88)	until today

<https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1512>

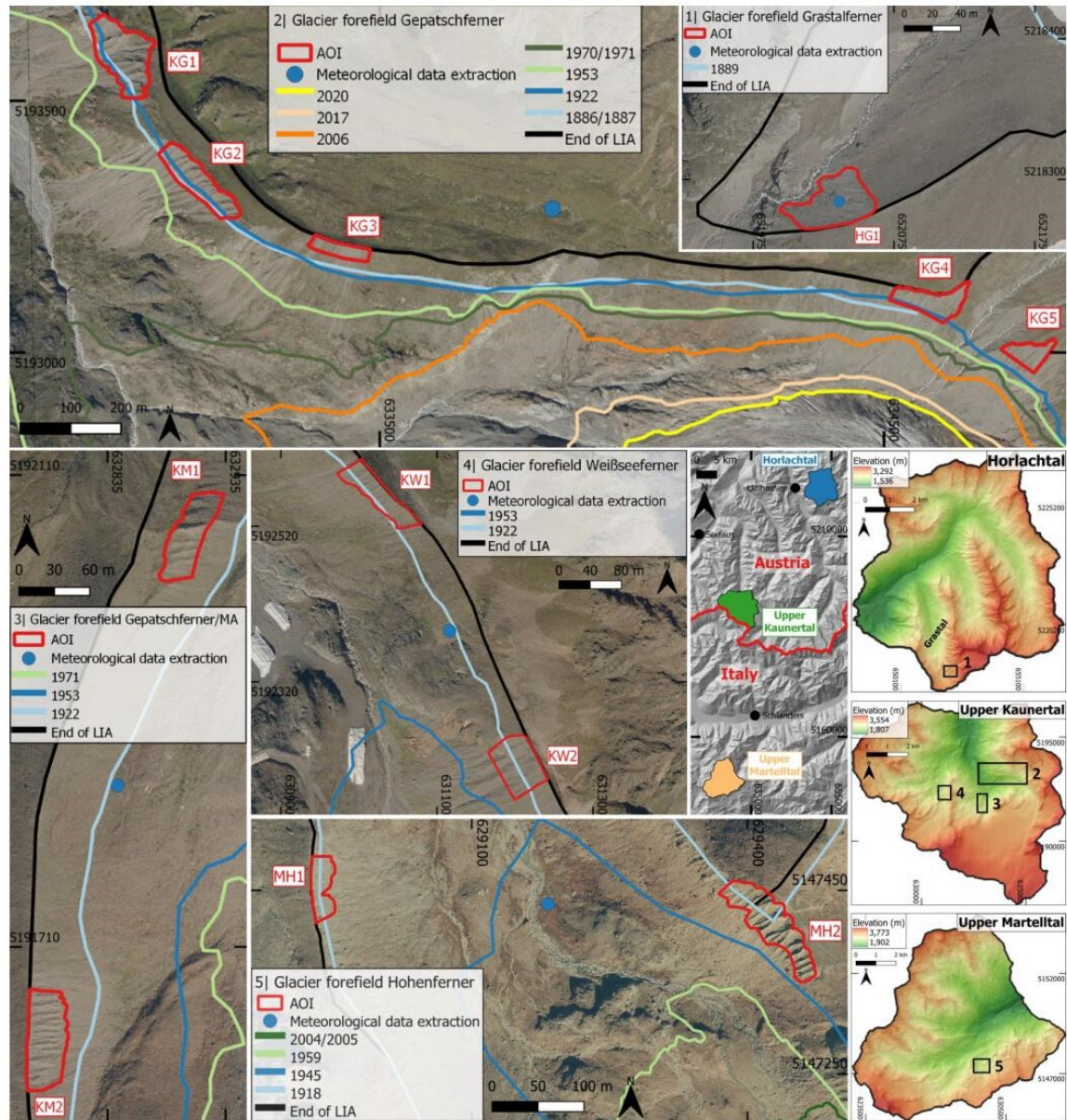
Preprint. Discussion started: 6 February 2023

© Author(s) 2023. CC BY 4.0 License.



KG5	E 634789, N 5192997	2580-2645	SW	3531	77	44.3 (57.1)	1913 (104)	until today
KM1	E 632904, N 5192058	2443-2486	E	2025	23	39.8 (46.9)	1903 (114)	Not detectable
KM2	E 632783, N 5191632	2560-2598	E	2534	30	45.7 (56.7)	1901 (116)	Until 2006
KW1	E 631025, N 5192561	2546-2603	SW	2951	38	41.6 (54.4)	1924 (93)	Not detectable
KW2	E 631204, N 5192213	2682-2714	SW	3638	49	39.9 (53.4)	1937 (80)	Until 2006
MH1	E 628937, N 5147454	2704-2729	E	1475	26	35.5 (51.6)	1921 (98)	Not detectable
MH2	E 629426, N 5147413	2755-2796	SW	3983	45	45.3 (72)	1943 (76)	Until 2004/2005

156 *Determination of complete deglaciation is based on an interpolation between the two glacier extensions within which the AOIs have become ice-
 157 free by calculating the euclidean distance as proposed by Betz-Nutz et al. (2022).



158

159 **Figure 1:** Location of AOIs, glacier extents (Sources in Table 2) and location for meteorological data extraction (for corresponding
 160 analysis, see sec. 3.3). Large-scale elevation data (DSM, 25 m) (centre right) are based on SRTM and ASTER GDEM (Copernicus,
 161 2016). DEMs (1 m) (right and bottom right) are based on airborne LiDAR (ALS) data from 2017 (Kaunertal) and 2019 (Horlachtal
 162 and Martelltal) (see sect. 3.1.1). Orthophotos (from 2020) are provided by the Province of Tyrol (Horlachtal and Kaunertal) and by

7

<https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1512>
 Preprint. Discussion started: 6 February 2023
 © Author(s) 2023. CC BY 4.0 License.



163 the Autonomous Province of Bolzano, South Tyrol (Martelltal). The glacier extent of Groß and Patzelt (2015) is based on mapping
 164 of the LIA lateral moraines and field surveys based on orthophotos. In the process of this study, these mappings were slightly
 165 modified so that they fit to the maximum glacier extent (LIA lateral moraines) more accurately. The glacier extents end of LIA,
 166 1918, 1945 and 1959 in the Martelltal have already been described by Betz et al. (2019).

167 **Table 2: Sources of the glacier extents.**

Valley	Year	Source
Horlachtal	End of LIA	Groß and Patzelt (2015)
	1889	Gedächtnisspeicher Ötztal (Austria, Längenfeld), K&K Militärgeographisches Institutsarchiv*
Kaunertal	End of LIA	Groß and Patzelt (2015)
	1886/1887	Finsterwalder and Schunck (1888)*
	1922	Finsterwalder (1928)*
	1953	Images of BEV, DoD 1953/2017***
	1970/1971	Images of the Office of the Tyrolean Government, DoD 1970/1971-2017***
	2006	Province of Tyrol, DoD 2006-2017***
	2017	Chair of Physical Geography, Cath. University Eichstätt-Ingolstadt, SEHAG-project (See sect. 3) **
Martelltal	End of LIA	Mapped on base of visible moraines and descriptions of Finsterwalder (1890)
	1918	Spezialkarte 1:75.000 of BEV*
	1945	Images of the IGMI, orthofoto*
	1959	Images of IGMI, DoD 1959-2019***
	2004/2005	Autonomous Province of Bolzano, DoD 2004/2005-2019***

168 *based on historical map, **based on orthophoto and/or hillshade and ***based on DoD (SfM-MVS/photogrammetry and/or ALS).

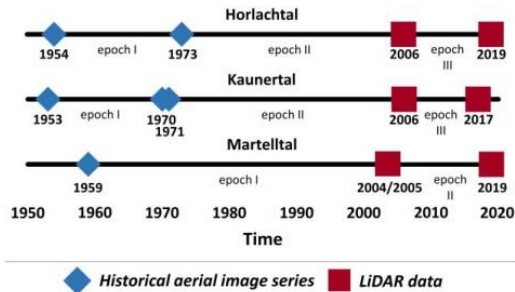
169 3 Material and Methods

170 3.1 Generation of the topographic data

171 3.1.1 Processing of airborne LiDAR and photogrammetric/SfM-MVS point clouds

172 Several data sets were used for the reconstruction of the terrain surface for the entire catchments. These include both current
 173 airborne LiDAR data and historical aerial image series (Figure 2). Thus, the epochs are based on the availability and quality
 174 of the data.

<https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1512>
 Preprint. Discussion started: 6 February 2023
 © Author(s) 2023. CC BY 4.0 License.



175

176 **Figure 2: Data and epochs.**

177 To determine the recent morphodynamics in the respective AOIs, available airborne LiDAR data from 2004/2005 to 2019
 178 were used. The 2004/2005 and 2006 data of the three valleys were provided by the Autonomous Province of Bolzano and the
 179 Province of Tyrol (Table 3). The latest ALS datasets of each valley (2017 and 2019) were collected in own ALS flight
 180 campaigns of the Chair of Physical Geography at the Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt (Table 3) (Stark et al., 2022).
 181 In this case, LiDAR data sets were collected using previously determined flight strips. Direct georeferencing (position and
 182 altitude) of the trajectories was determined by Global Navigation Satellite System (GNSS) rover antenna and an Inertial
 183 Measurement Unit (IMU) (Applanix AP 20), both located in the laser scanner. In addition, GNSS correction data were acquired
 184 on the ground during the flight missions using a dGNSS antenna (Figure 3). Subsequently, the GNSS/IMU trajectory data
 185 were processed in three steps. This included, (i) the calculation of precise trajectories using the software PosPac MMS
 186 (Applanix), (ii) the attachment of raw scans to the flight lines using the software package Riegl RiProcess, and finally (iii) a
 187 strip adjustment in the processing software OPALS (Pfeifer et al., 2014) using the approach of Glira et al. (2015).

188 **Table 3: Overview of the ALS (and DEM) data.**

Valley	Date of acquisition	Source/Purpose	Laser-scanner	Field of view (°)	Flying altitude (metre above ground)	Air-speed (kn)	Laser pulse Measuring frequency (khz)	Wave-length (nm)	DEM res. or mean point density of the AOIs (points/m ²)
Horlachtal	05.09.2006	Province of Tyrol	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	DEM, 1 m
	08.08.2019	SEHAG project ("Sensitivity of High Alpine Geosystems to climate change since 1850")	Mobile laser scanner VP1 (Riegl VuxSys-LR)	180	~150	~45	200	1550	24.1
Kaunertal	05.09.2006	Province of Tyrol	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	999	3.4
	05.07.2017	PROSA project ("High-resolution measurements of morphodynamics in rapidly changing	Mobile laser scanner VP1 (Riegl	180	~150	~45	200	1550	35.7

9



Martelltal	2004/2005	PROglacial Systems of the Alps") Autonomous province of Bolzano	VuxSys-LR)	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	1.4
	09.08.2019	SEHAG project ("Sensitivity of High Alpine Geosystems to climate change since 1850")	Mobile laser scanner VP1 (Riegl VuxSys-LR)	180	~150	~45	200	1550	13.3	

189



190

191 **Figure 3: ALS data collection on 08.08.2019 in Hortalchtal. Helicopter with nose-mounted VP1 laser scanner as well as the ground**
 192 **station which recorded the dGNSS raw data during the flight time (Stonex S9III).**

193 In order to extend the temporal scope of this study by several decades (until 1953), previously digitised (high-resolution)
 194 overlapping HAI were processed into historical DEMs. Except for the 1959 Martelltal-survey, camera distortion parameters
 195 and focal lengths were provided for all data with the respective camera calibration certificates (Table 4).

196 The digitised image series were processed with the Agisoft Metashape Professional software package (Version 1.6.6; Agisoft
 197 LLC) using Structure from Motion (SfM) photogrammetry with multi-view-stereo (MVS) algorithms to generate high-
 198 resolution point clouds. The generation of point clouds from digitised historical (aerial)image series requires different
 199 preparation and processing steps. First, all images of each series were resized to a common image size (uniform number of
 200 pixels along the x- and y-axis) without changing the image content. This step was necessary so that the software can assign all
 201 images to the same camera (source) and was carried out using Adobe Photoshop (CS6). This is of enormous importance in
 202 order to be able to use the appropriate distortion parameters for the respective camera models for the calculation. After, the
 203 image sets were imported into single folders and a common global coordinate system (ETRS89/UTM zone 32N; EPSG code:
 204 25832) was defined. Next, all images were masked to exclude the black borders/frame (instrument stripes with the camera
 205 metadata) in order to avoid interference with the orientation of the cameras (Gomez et al., 2015). Before the initial processing



206 of images we defined the fiducial mark information and lens distortion parameters in order to set the metric dimension of
 207 images and lenses. This informations were included and used for the alignment of single images (SfM).
 208 Since a global exterior orientation requires a large number of precisely surveyed ground control points (GCPs) distributed
 209 throughout the area, we used highly-precise ALS datasets with millimetre accuracy (2019 Horlachtal; 2017 Kaunertal) to
 210 extract these GCPs and to define the exterior orientation of all data. The selection and extraction of GCPs was based on clearly
 211 identifiable objects (e.g. rock formations) that were also considered as stable (geomorphologically unchanged) over the entire
 212 observation period. If a calibration certificate was available, the film camera option was used, fiducial marks defined, the focal
 213 length set and fixed. All other lens distortion parameters ($C_x, C_y, k_1, k_2, k_3, p_1$ & p_2) were estimated and adjusted fully automatic
 214 using the auto-calibration function. In case of missing camera calibration certificate, an auto-calibration (no film camera) was
 215 performed. Both options were proposed by Stark et al. (2022).
 216 According to these pre-processing steps, the point clouds were generated by (i) initial joint orientation of the images, (ii)
 217 selection of ground control points (GCPs), (iii) final camera orientation (bundle block adjustment) including scale definition,
 218 and (iv) calculation of dense point clouds.

219 The processing of the 1959 point cloud, which was used in this study, is already described in Betz et al. (2019).

220 **Table 4: Overview of acquired historical image series for point cloud generation and corresponding DEMs by photogrammetry/SfM.**

	1953 (Kaunertal)	1954 (Horlachtal)	1959 (Martelltal)	1970 (Kaunertal)	1971 (Kaunertal)	1973 (Horlachtal)
Source/ Purpose	BEV/Forest condition estimation; Flight C	BEV/Forest condition estimation; Flight D	IGMI	Office of the Tyrolean Government/ Tyrolean state Surveying flight	Office of the Tyrolean Government/ Tyrolean state Surveying flight	Office of the Tyrolean Government/ Tyrolean state Surveying flight
Date of acquisition	31.08.1953/ 01.09.1953/ 08.09.1953	31.08.1954/ 04.09.1954	09.09.1959/ 20.09.1959	29.09.1970	18.08.1971	06.08.1973
Flying altitude (m a.s.l)	ca. 5955/ unknown ca. 5850	ca. 6110/ ca. 5920	ca. 5100/ ca. 5000	ca. 8665	ca. 5025	ca. 4900
Camera	Wild RC/5	Wild RC/5	Santoni	Wild RC5/RC8	Wild RC5/RC8	Wild RC5/RC8
Number of images	36/51/63	32/4	2/6	26	31	88
Focal length (mm)	210.11	210.23	153.41	210.43	209.48	210.43
Scanning Resolution (μ m)	15	15	N/A	12	12	12
Format	TIFF	TIFF	TIFF	TIFF	TIFF	TIFF
Calibration protocol available	yes	yes	no	yes	yes	yes
Number of GCPs	100	74	23	88	29	67



Mean point density (points/m ²)*	8.5	3.7	4.9	13.3	15.7	20.5
Ground resolution (cm/pix) **	22.5	34.8	19.6	19	17	13.8
RMS reprojection error (pix) **	0.48	0.51	1.55	0.86	0.44	0.45

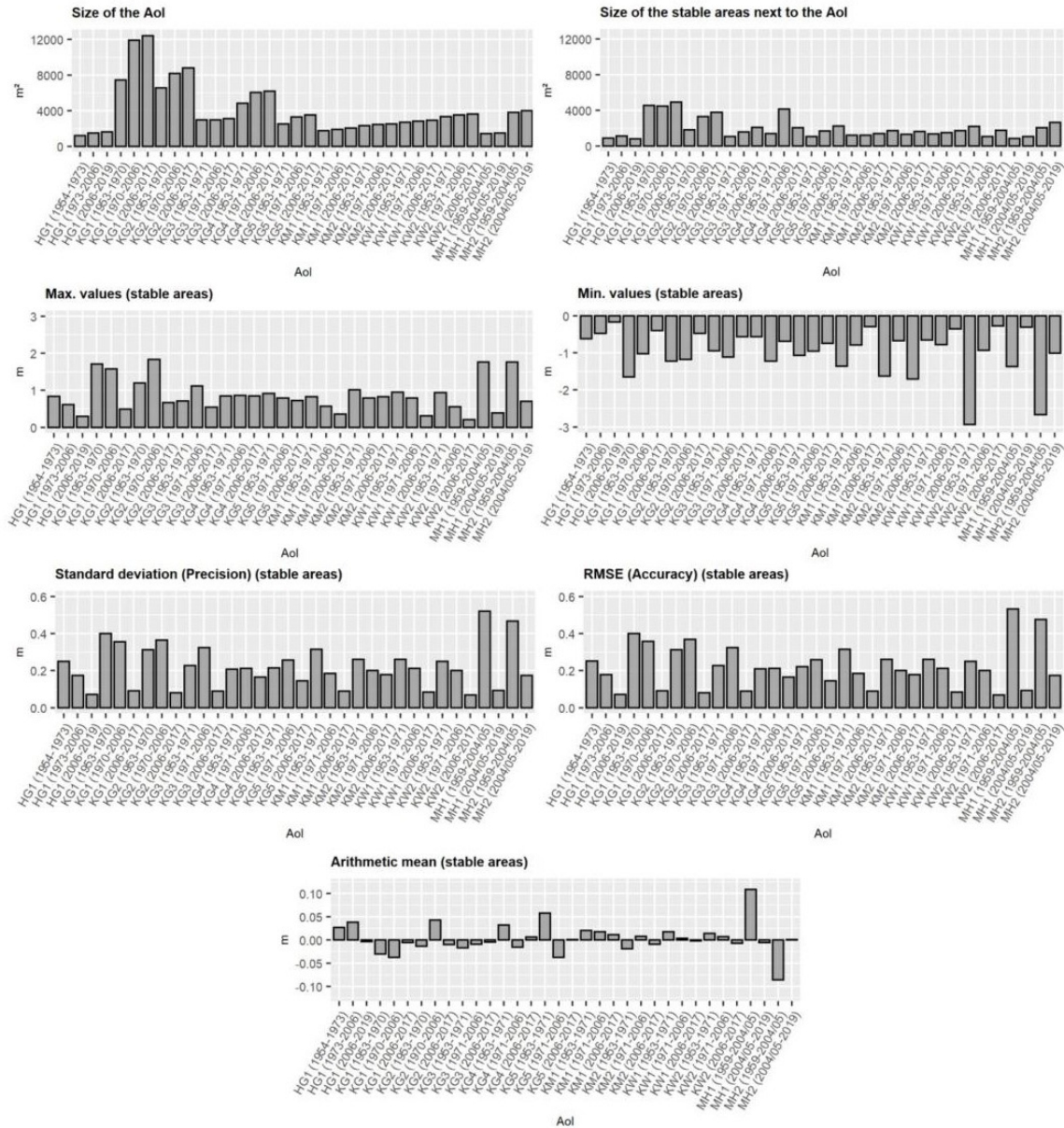
221 *refers to the exact AOIs, **refers to the entire data set

222 3.1.2 Digital elevation model (DEM) and DEM of Difference (DoD) processing

223 Although all point clouds were finally available in the same coordinate system (ETRS89/UTM Zone 32N, EPSG Code: 25832), a
 224 local adjustment of each AOI was carried out to obtain the highest possible accuracy of the subsequent DoDs to be calculated.
 225 For this purpose, stable areas, i.e. geomorphologically unchanged areas such as rock outcrops or stable areas on the lateral
 226 moraines, were mapped next to each AOI based on orthophotos. To match the point clouds as well as possible, the Iterative
 227 Closest Point algorithm (ICP) (Besl and McKay, 1992; Bakker and Lane, 2017) implemented in SAGA-LIS (Conrad et al.,
 228 2015) was used for fine registration. Previously, the LiDAR based point clouds were further processed in the software SAGA-
 229 LIS (LIS Pro 3D) from Laserdata (laserdata.at) in combination with Python and R to prepare point clouds for the generation
 230 of high-resolution digital elevation models (DEMs). This included the removal of outliers (Remove Isolated Points), a ground
 231 classification (to remove vegetation), which was carried out with a modified approach according to Hilger (2017) and the
 232 achievement of more homogeneous point clouds with the tool 3D Block Thinning (PC) in SAGA-LIS. The point clouds were
 233 then converted into DEMs using the Point Cloud to Grid tool in SAGA-LIS (elevations of points averaged for each raster cell;
 234 cell sizes for Horlachtal and Kaunertal 1m, for Martelltal 2m). Finally, the DoDs were generated by subtracting the individual
 235 DEMs from each other to determine the positive and negative elevation changes of the earth's surface.

236 3.1.3 Uncertainty assessment

237 The presence of various uncertainties in differently generated DEMs (Hodgson and Bresnahan, 2004; Bakker and Lane, 2017)
 238 also leads to uncertainties in the resulting DoDs (Lane et al., 2003; Rolstad et al., 2009; Cavalli et al., 2017; Anderson, 2019).
 239 Therefore, an uncertainty assessment was carried out using the DoD values from stable areas near each AOI. The size of the
 240 stable areas varied between 25% and 75% of the size of the corresponding AOI. In addition to the estimation of the precision
 241 (Std Dev) and accuracy (RMSE), the arithmetic mean, minimum and maximum values were also determined (Figure 4).



242

243 **Figure 4: Uncertainty assessment.**



244 To determine the uncertainty of the sediment volume change (total sediment output, Figure 7), the error propagation method
 245 for uncorrelated, correlated and systematic error according to Anderson (2019) was applied. We chose not to threshold our
 246 DoDs by a Level of Detection following Anderson's (2019) clear recommendation not to apply thresholding to net volumetric
 247 change analysis where thresholding can lead to biased results.

248 For the final determination of the total error, the following formula was applied Eq. (1):

$$249 \sigma_v = \sqrt{\sigma_{v,re}^2 + \sigma_{v,sc}^2 + \sigma_{v,sys}^2}, \quad (1)$$

250 where $\sigma_{v,re}$ is the uncorrelated error, $\sigma_{v,sc}$ spatially correlated error and $\sigma_{v,sys}$ systematic error.

251 3.2 Derivation of the regression lines

252 In this study, we followed the SCA approach of Neugirg et al. (2015a; 2015b; 2016) and Dusik et al. (2019), who applied this
 253 approach at the slope scale and replaced real sediment traps in the channels, as originally based on the work of Haas (2008)
 254 and Haas et al. (2011), with so-called virtual sediment traps (VSTs) in modelled channels in a DEM. The SCA model represents
 255 a set of simple DEM-based rules according to Heinimann et al. (1998) for delineating those geomorphologically active areas
 256 that potentially deliver sediment to the channel network (and hence constitute the sediment contributing area of the latter).
 257 This approach is similar to the "effective catchment area" proposed by Fryirs et al. (2007) and Fryirs (2013). By selecting
 258 different parameters related to topography and landcover information, namely the minimum channel gradient threshold (for
 259 longitudinal (de-)coupling), the minimum slope gradient threshold (for lateral (de-)coupling), the maximum distance from
 260 channel (slope length) and a weighting of the vegetation cover (representing the role impedance of vegetation as a disturbing
 261 factor into sediment transport), Haas (2008) and Haas et al. (2011) reduced the hydrological catchment accordingly to the
 262 sediment supplying and thus the sediment contributing area (SCA). A correlation between the size of the SCA, which thus
 263 corresponds to a subset of the hydrological catchment, and the computed sediment yield (determined by sediment traps in the
 264 channels) could be shown, but no correlation between the size of the hydrological catchment and the sediment yield. This
 265 shows that only a certain part within a hydrological catchment is geomorphologically active, providing sediment to the
 266 channels and subsequently transporting it downstream, as covered areas and areas with low gradients (hillslope and channel
 267 sections) reduce sediment connectivity within a catchment. Linear regression analysis was used to show this significant
 268 correlation, which is formulated as Eq. (2):

$$269 y = \text{intercept} + \text{slope} * x, \quad (2)$$

270 where y is (log.) mean annual bedload sediment yield and x (log.) SCA.

271 The SCA model uses an empirical relationship between log. sediment contributing area as the independent variable and log.
 272 mean annual bedload sediment yield as the dependent variable. Thus, the SCA can be used as a predictor of sediment delivery
 273 in alpine catchments. This has already been confirmed in several studies in both small and large catchments (ranging from



274 hectare to square kilometres) and in different regions such as the Northern Calcareous Alps (Haas, 2008; Haas et al., 2011;
 275 Sass et al., 2012; Huber et al., 2015) and the French Northern Alps/Prealps (Altmann et al., 2021).
 276 Finally it can be stated that a linear dependency of two variables x and y on a log-log-scale has a fundamentally different
 277 behavior than a usual linear dependency. In our case, we have $y = \log(\text{SY})$ and $x = \log(\text{SCA})$. Back-transformation of Eq. (2)
 278 using the \exp function yields gives the following relation between SCA and SY, Eq. (3):

$$279 \text{SY} = \exp(\text{intercept}) * \text{SCA}^{\text{slope}} \quad (3)$$

280 Thus, the relation between SY and SCA is a polynomial of the form $y = a * x^b$. In particular, the slope in the log-log model
 281 represents the exponent of the polynomial in the standard model. The relation between SY and SCA is (nearly) linear if slope
 282 is (close to) one. In this case, the exponential of the intercept in the log-log model represents the slope of the linear relation in
 283 the standard model, meaning that independent of the actual size of the SCA, one square meter provides the same amount of
 284 SY, given by $\exp(\text{intercept})$. On the other hand, if the slope in the log-log model is considerably greater than one, the
 285 standard model shows a polynomial behaviour, meaning that in the same AOI, increasing the SCA provides more SY per
 286 square meter.

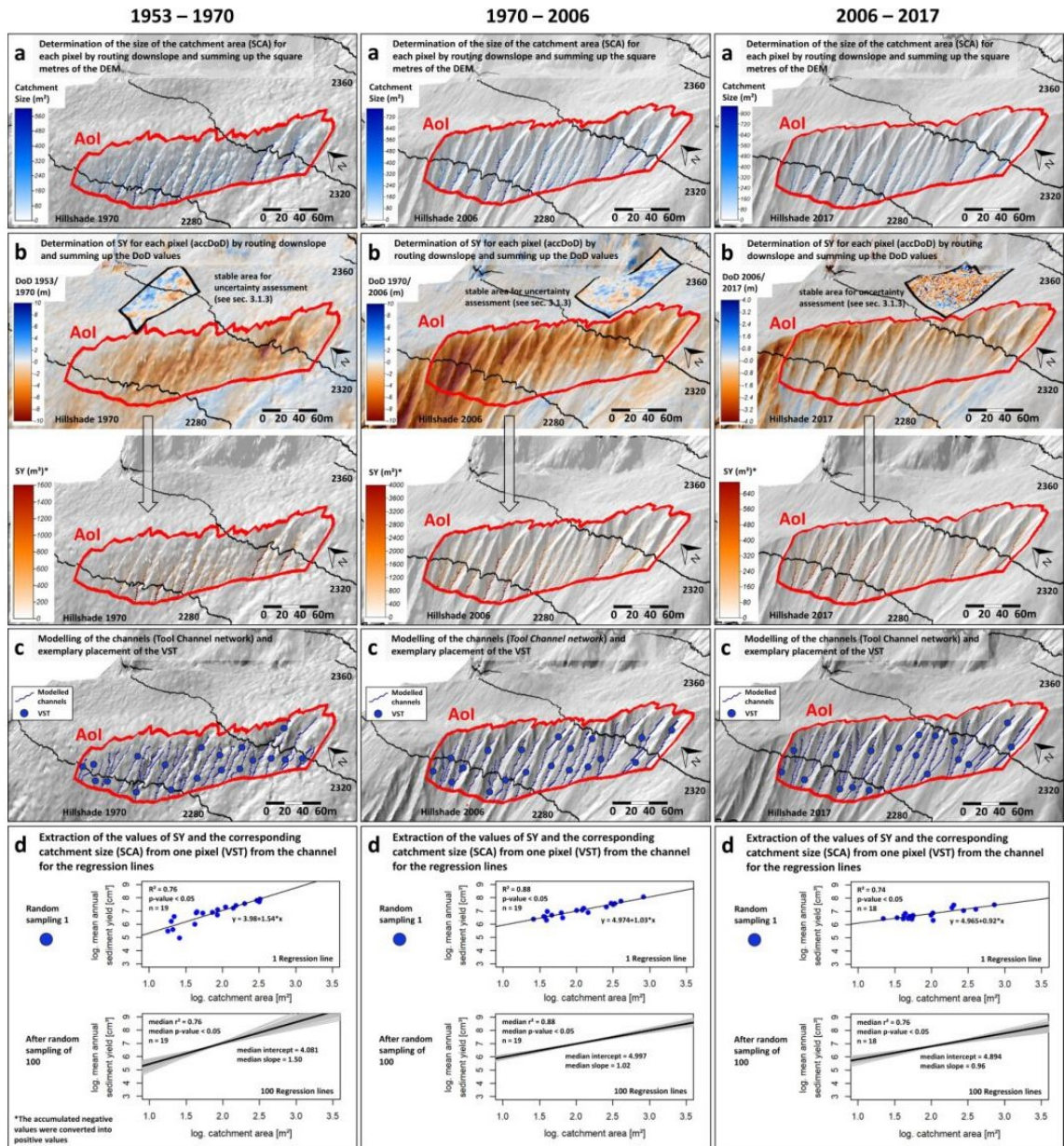
287 The steps of the SCA approach of this study are composed as follows and were implemented in SAGA LIS and R. The elevation
 288 changes in DoDs (using no threshold) generated from multitemporal data were routed downslope and accumulated using the
 289 D8 algorithm (O'Callaghan and Mark, 1984). The resulting accumulated DoD values (accDoD) in every raster cell corresponds
 290 to the net volume of the sediment balance within its contributing area. On steep slopes, accDoD will be negative and represents
 291 the sediment yield of this contributing area (Pelletier and Orem, 2014); if it is close to zero, it means that all eroded sediment
 292 has been re-deposited within the contributing area. As in the previous SCA studies by Neugirg et al. (2015a; 2015b; 2016), the
 293 application of the parameters used in the original SCA model (Haas, 2008; Haas et al., 2011), which lead to the reduction of
 294 the hydrological catchment to the SCA, is omitted because the AOIs and the modelled channels are consistently steep,
 295 uncovered and have short slope lengths, which makes this reduction obsolete. Therefore, the SCA is identical to the catchment
 296 area (CA) in this study.

297 In detail, channel initiation points were delineated using a threshold of 20 m² of the flow accumulation that was computed
 298 using the D8 algorithm (O'Callaghan and Mark, 1984). Channels that were shorter than 10 m were discarded. To ensure
 299 statistical independence through avoiding overlapping contributing areas, a stratified sampling scheme was adopted that
 300 included one randomly selected raster cell per channel. Pairs of values (SY and the corresponding SCA size) were randomly
 301 extracted from the corresponding channels (representing the VSTs) for each AOI and a regression line were calculated
 302 accordingly. To quantify the uncertainty due to random selection, this sample was repeated 100 times, resulting in 100
 303 regression models of SY on SCA.

304 Furthermore, we added two conditions and further developed the SCA approach accordingly. In order to obtain more stable
 305 regression lines, the range of values of the SCA size was divided into quartiles (with equal number of cells within the quartiles)
 306 to ensure a homogeneous distribution of the extracted values. Additionally samples that contained points with a high leverage



307 (greater than 0.5) in the regression model were discarded, and the sampling was repeated until a number of 100 samples was
 308 reached.



309



310 **Figure 5: Example derivation of the statistical relationship at AOI KG2.**

311 **3.3 Calculation of the sediment output**

312 Additionally, the total sediment output volume, the mean annual sediment output (divided by the corresponding number of
 313 years) and the specific mean annual sediment output (additionally divided by the area of the AOI) were calculated for each
 314 AOI and epoch.

315 The following equation was used for this (4):

$$316 \quad V = \sum D \circ D * L^2, \quad (4)$$

317 where $\sum D \circ D$ is the sum of the corresponding DoD subset values and L^2 is the cell size.

318 **3.4 Generation of meteorological data**

319 Using data generated with a regional climate model (RCM), the influence of the changes in climate forcing (air temperature
 320 and precipitation) on morphodynamics was investigated. For dynamical downscaling of climate data for the beginning of the
 321 study period until 2015, we used the Advanced Research Version of the Weather Research and Forecasting (ARW-WRF)
 322 model (version 4.3), which is based on fully compressible and non-hydrostatic equations (Skamarock and Klemp, 2008). The
 323 20th Century Reanalysis version 3 (20CRv3) dataset (Compo et al., 2011; Giese et al., 2016; Slivinski et al., 2019), with a
 324 spatial and temporal resolution of $1^\circ \times 1^\circ$ and three hours, respectively, was used as driving data (initial and boundary
 325 conditions). The simulation was performed in three nested domains with grid spacing of 18- (Domain 1), 6- (Domain 2), and
 326 2-km (Domain 3). For our simulations, we mainly used the physics and dynamics options proposed by Collier and Mölg
 327 (2020), and are listed in Table 5. However, the Noah land surface model, prescribed eta levels by Collier et al. (2019), and the
 328 24 United States Geological Survey (USGS) land use categories were used. The temporal resolution of simulated data in D3
 329 is 1 hour for temperature and 15 minutes for precipitation.

330 **Table 5: Overview of the WRF configuration.**

Domain configuration	
Horizontal grid spacing	18-, 6-, 2-km (D1, D2 and D3)
Grid dimensions	190 x 190, 151 x 142, 121 x 139
Lateral boundary condition	variable (20CRv3 at $1^\circ \times 1^\circ$, 3-hour)
Time step	90, 30, 10 s
Vertical levels	50
Model top pressure	10hPa
Model physics	
Microphysics	Morrison (Morrison et al., 2009)
Cumulus	Kain-Fritsch (none in D3) (Kain, 2004)
Radiation	RRTMG (Iacono et al., 2008)

<https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1512>

Preprint. Discussion started: 6 February 2023

© Author(s) 2023. CC BY 4.0 License.



Planetary boundary layer	Yonsei State University (Hong et al., 2006)
Atmospheric surface layer	Monin Obukhov (Jiménez et al., 2012)
Land surface	Noah (Chen and Dudhia, 2001)

Dynamics

Top boundary conditions	Rayleigh damping
Diffusion	Calculated in physical space

331

332 For the period from 2016 to the end of the study period (2017/2019), the ERA5 reanalysis dataset (Hersbach et al., 2018) was
 333 used (spatial resolution: 55 km, temporal resolution: 1 hour). The different meteorological datasets were combined and divided
 334 into the corresponding study epochs. For this purpose the temporal resolution of the precipitation data simulated with WRF
 335 was adjusted to one hour to fit the ERA5 temporal resolution. The simulated temperature and precipitation data were extracted
 336 at the location of each of the five glacier forefield (Figure 1). These are the centres of the respective AOIs and represent the
 337 corresponding glacier forefield. In addition, a corresponding elevation correction of the climate data was applied for
 338 temperature.

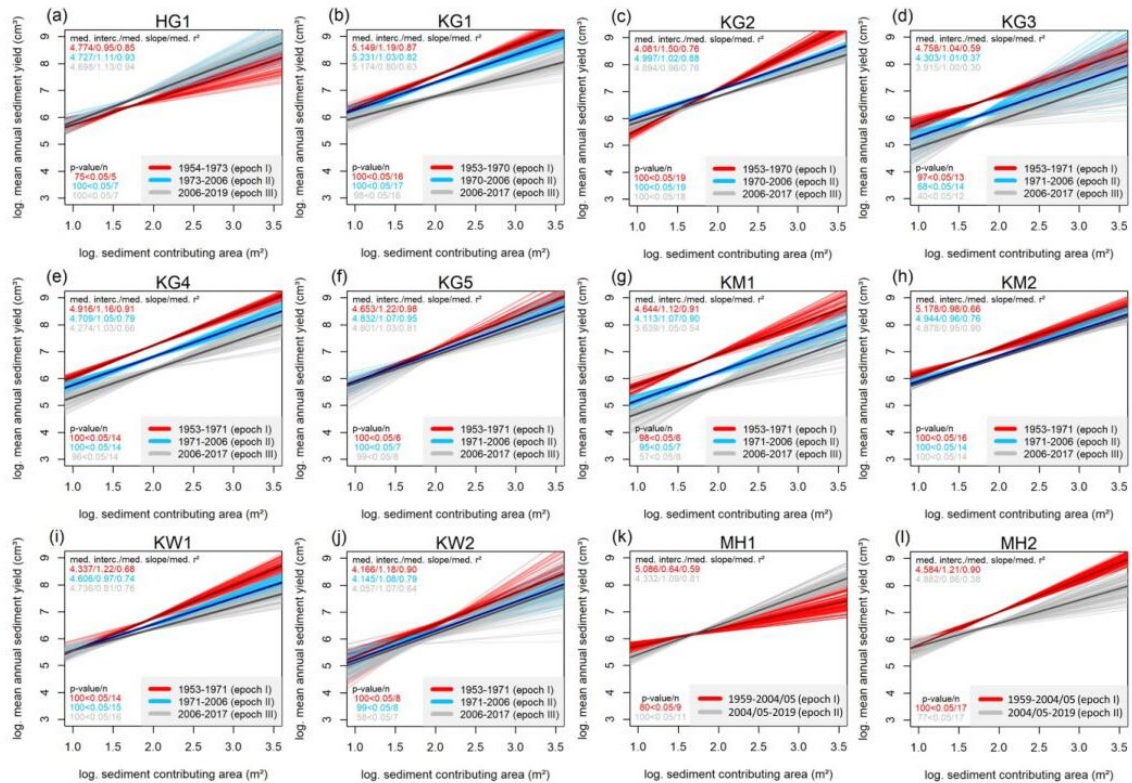
339 For the analysis, we used the mean annual air temperature (2 metres above ground), as well as the corresponding trends and
 340 the mean number of ice days (days with maximum temperature $<0^{\circ}\text{C}$). In addition, the number of warm air inflows from
 341 October to May was determined in order to identify corresponding snowmelt processes on the AOIs. A warm air inflow is
 342 defined as a period of at least 3 days in which more than 70% is above 0°C , following a previously colder period of 5 days
 343 (100% below 0°C). In addition, the precipitation patterns were analysed. For this purpose, the mean annual precipitation totals,
 344 the mean annual winter (October to May) and the mean annual summer precipitation totals (June to September) as well as the
 345 corresponding trends were determined in order to identify seasonal changes. Furthermore, various continuing classes (4 mm
 346 for one-hour resolution and 10 mm classes for daily totals) were used to analyse corresponding changes in individual extreme
 347 events and daily precipitation totals. Individual precipitation events were defined as one event, regardless of length, if they
 348 were contiguous throughout, and were separated if there was no precipitation for at least one hour. To minimise the noise
 349 generated in the data, both datasets were also filtered for extremely small events by changing the values from <0.01 mm to 0
 350 mm. The calculation of the mean annual winter precipitation was always carried out over the entire winter. For example, for
 351 the winter of 1953, data from October 1952 to May 1953 was included. The average summer precipitation was calculated
 352 accordingly from June 1953 to September 1953. Furthermore, precipitation was differentiated into snow and rain events. The
 353 determination of a threshold to distinguish rain from snowfall is very dynamic in mountainous regions and difficult to estimate.
 354 However, the difference between rain to snow depends mainly on surface air temperature as well as air humidity, with snow
 355 occurring mainly between 0 and 3°C (Froidurot et al., 2014) and the lower the humidity, the higher the probability of snowfall
 356 is. In this study, the threshold from rain to snow was defined at $\leq 0^{\circ}\text{C}$, as below this temperature rain is almost excluded
 357 (Froidurot et al., 2014; Fehlmann et al., 2018).



358 **4 Results**

359 **4.1 Sediment-Contributing-Area (SCA) approach**

360 All determined regression lines show a positive correlation between log mean annual sediment yield (SY) and log sediment
361 contributing area (SCA) (Figure 6, Appendix A), which means that SY increases with the corresponding SCA. In the following,
362 only the median of the 100 regression lines (median slope) of all AOIs and epochs is used to qualitatively describe
363 corresponding differences. Mostly, there is a decrease in SY between the different epochs and a decrease of the slopes of the
364 regression lines, which is due to a decrease in SY per square metre of the AOIs. With regard to section 3.3, a decreasing
365 intercept together with an almost constant slope close to one over the different epochs (in the log-log-model) (although with a
366 slightly decreasing slope) indicates that the relation between SCA and SY stays nearly constant. The AOI's KG3, KG4, KM1,
367 KM2 and KW2 show such a behaviour. On the other hand, the areas KG1, KG2, KG5, KW1 and MH2 show clearly larger
368 differences in the epochs. In the earliest epoch, the slopes considerably larger than one (in the log-log model) show polynomial
369 behaviour, which means that in the same AOI an increasing SCA provides clearly more SY per square meter. In the later
370 epochs, the slopes also tend towards one, so that the models of the different groups become similar. In addition to this general
371 trend (ten AOIs), an increase in SY and an increase in the slope of the regression line for AOI HG1 were observed, showing
372 an increase in sediment dynamics over the epochs in this case, which is in contrast to the previous observations. AOI MH1
373 shows a similar level of SY (between the epochs) with higher slopes of the regression lines, also indicating an increase in SY.
374 Furthermore, slopes of the regression lines below 1 occur in all epochs, but especially in the second and third.

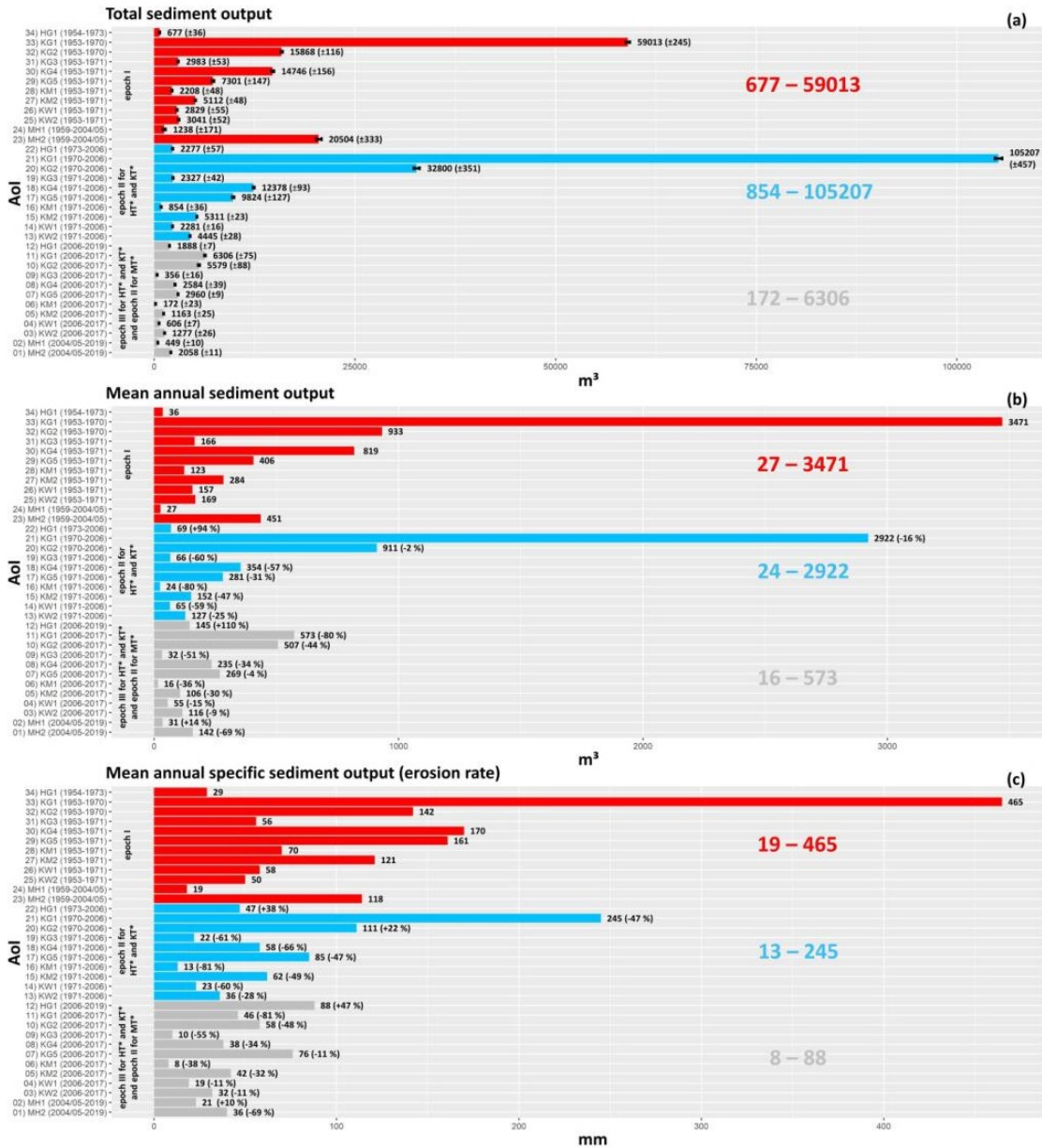


375

376 **Figure 6: Relationships between log SCA and log SY yield for 100 samples of each AOI and the corresponding epochs. In addition,**
 377 **the median regression line (median slope) is represented by a slightly thicker and darker line.**

378 4.2 Volume calculations of the sediment output

379 The analyses of the sediment output of the AOIs confirm the results of the SCA approach (Figure 7). In general, there is a clear
 380 and continuous decrease in mean annual SY of ten AOIs over the different epochs. In contrast to this trend, AOI HG1 shows
 381 a clear increase in mean annual SY. AOI MH1 also shows an increase, but at a very low level, which can also be described as
 382 a geomorphic activity of a similar level. In total, the mean annual sediment output decreases across the different epochs.
 383 Nevertheless, there is also very high temporal and spatial variability of this change on the AOIs HG1 and MH1, which also
 384 shows a clear increase in geomorphic activity as well as a slight increase (respectively activity at the same level).



385

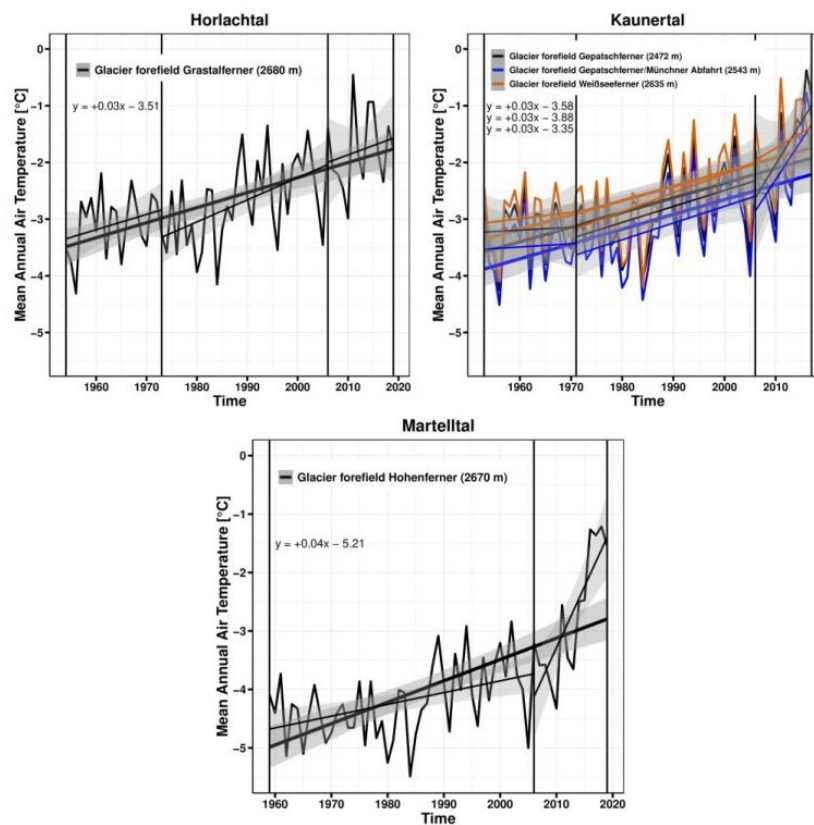
386 **Figure 7.** Bar plots of total sediment output (with error range according to Anderson (2019), see sect. 3.1.3 and 3.4), mean annual
 387 sediment output and mean annual specific sediment output (erosion rate) of each AOI and epoch.



388 4.2 Meteorological regime

389 4.2.1 Air temperature

390 The mean annual air temperature (2 m above ground) of all selected positions of the glacier forefields shows a statistically
 391 significant warming trend over the entire study period of 60, 64 and 65 years (Figure 8). Overall, there is a positive total change
 392 of +1.75°C (annual trend 0.03; p-value <0.05; R² 0.39) for the Horlachtal/Grastalferner glacier forefield, +1.68°C (annual trend
 393 0.03; p-value <0.05; R² 0.38) for the Kaunertal/Gepatschferner glacier forefield, +1.70°C (annual trend 0.03; p-value <0.05;
 394 R² 0.38) for the Kaunertal/Gepatschferner Münchner Abfahrt glacier forefield, for the Kaunertal Weißseeferner glacier
 395 forefield of +1.64°C (annual trend 0.03; p-value <0.05; R² 0.36) and for the Martelltal Hohenferner glacier forefield of +2.23°C
 396 (annual trend 0.04; p-value <0.05; R² 0.45).

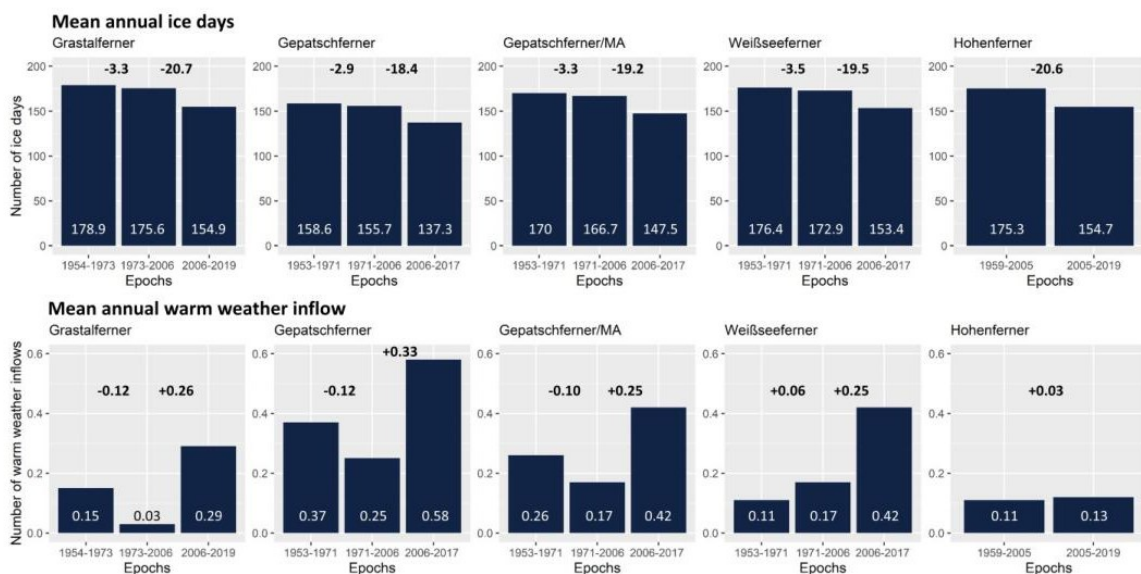


397

398 **Figure 8:** Mean annual 2 meter air temperature of the glacier forefields within the study epochs (95% confidence interval is
 399 included).



400 The analysis of the mean annual ice days shows a decrease between the epochs, especially from the second to the third epoch
 401 (in the Martelltal from the first to the second), with a decrease in ice days between 18.4 and 20.7 days, which corresponds to
 402 almost three weeks (Figure 9). The analysis of the mean annual warm air inflows shows a decrease from the first to the second
 403 epoch in the glacier forefields of Grastalferner, Gepatschferner and Gepatschferner/MA, and a more pronounced increase from
 404 the second to the third epoch. In the glacier forefield of Weißseeferner, there is a consistent increase, the latter being equally
 405 more pronounced, whereas in Martelltal there is only a slight increase. Thus, the number of warm air inflows has generally
 406 increased.



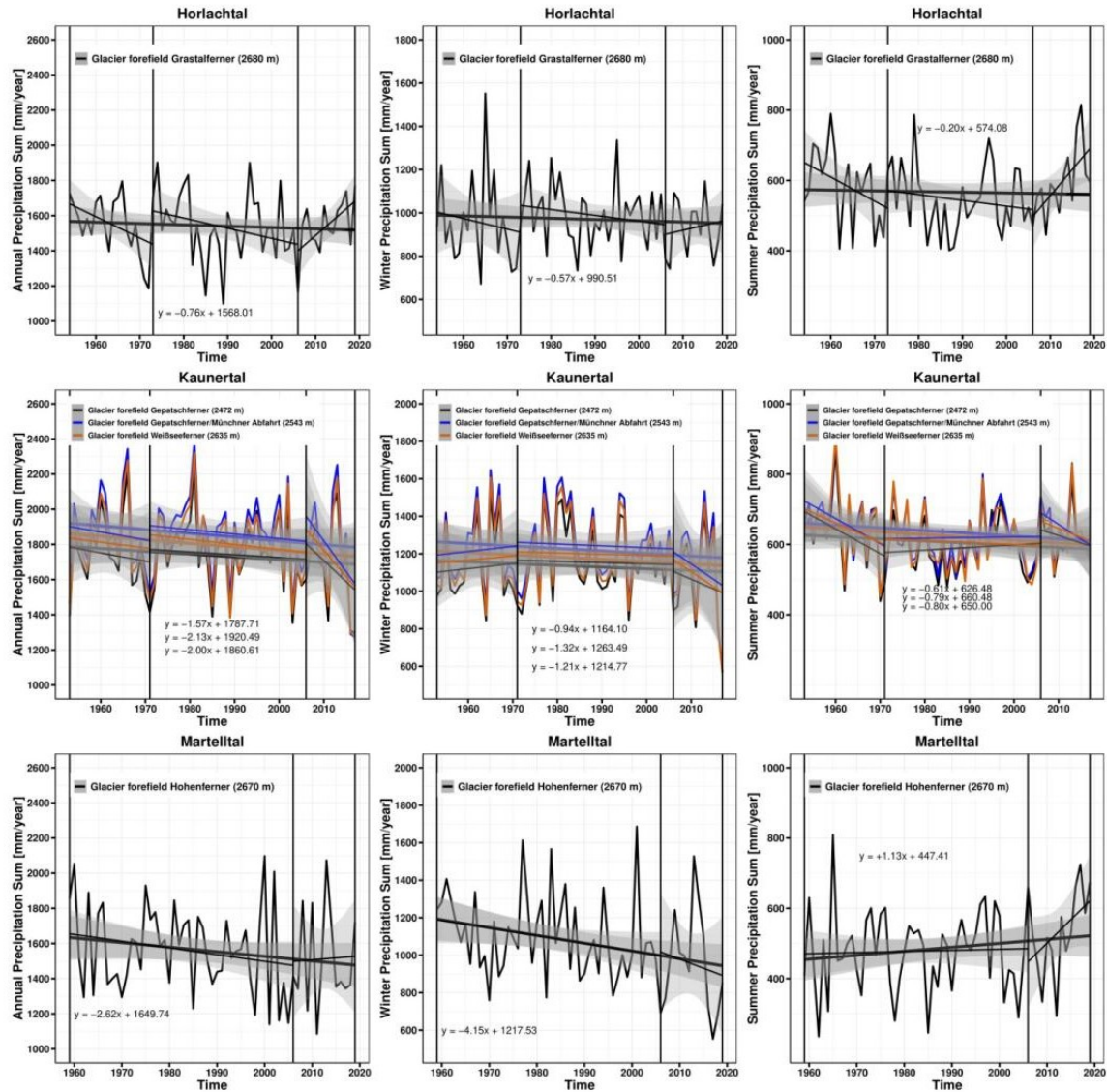
407

408 **Figure 9: Mean annual ice days and mean annual warm weather inflows with the corresponding changes between epochs.**409 **4.2.2 Precipitation**

410 Over the entire epochs (60, 64 and 65 years), all study areas show a decreasing trend in mean annual, mean summer and mean
 411 winter precipitation (with the exception of summer precipitation in the Martelltal, which shows a positive trend) (Figure 10).
 412 However, only the changes in winter precipitation (entire study period), summer precipitation (second epoch: 2004/2005-2019)
 413 in the Martelltal (Hohenferner glacier forefield) and annual precipitation (third epoch: 2006-2019) in the Horlachtal
 414 (Grastalferner glacier forefield) are statistically significant, although the latter both cover only 13 and 14 years. In the
 415 Horlachtal, the first two epochs show a decreasing trend in precipitation, while the third epoch shows an increase in
 416 precipitation, which is significantly more pronounced in summer than in winter. In the Kaunertal, winter precipitation shows
 417 a slight increase in the first epoch and a stronger decrease in summer precipitation. The second epoch shows a slight increase
 418 in summer and a slight decrease in winter. The third epoch also shows a strong decrease in summer and winter precipitation.



419 In the Martelltal, on the other hand, winter precipitation decreases significantly and summer precipitation increases
 420 significantly, especially in the second epoch, although epochs of different lengths are analysed.



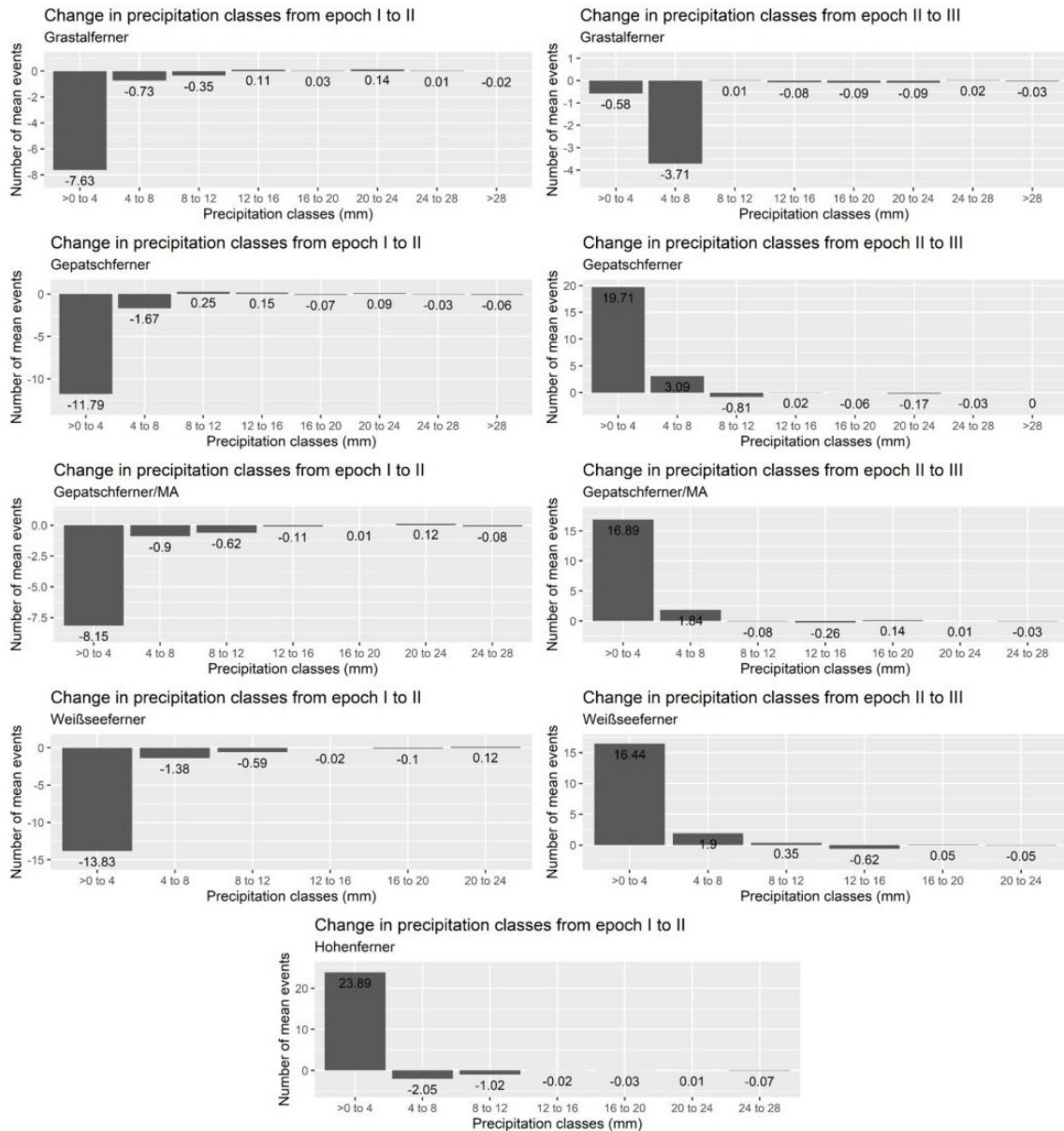
421

422 **Figure 10:** Mean annual, mean summer and mean winter precipitation of the respective glacier forefields.

<https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1512>
Preprint. Discussion started: 6 February 2023
© Author(s) 2023. CC BY 4.0 License.



423 In the following, the changes of different precipitation classes (as well as with a different temporal resolution) between the
424 individual epochs are analysed. The calculated changes are based on Appendix B and C. In these tables, the number of all
425 precipitation events of the corresponding epochs is shown and divided into corresponding precipitation classes. Using the
426 number of years per epoch, this results in an mean annual number of events per class. The calculated changes result from the
427 comparison of the mean occurrence of the precipitation classes of the previous epoch. Both precipitation events with a
428 resolution of one hour (Figure 11/Appendix B) and daily precipitation totals (Figure 12/Appendix C) were analysed. The
429 highest temporal resolution (1 hour) shows that the classes >0 to 4 and 4 to 8 are subject to the highest variations (Figure 11);
430 for example, precipitation events of the class >0 to 4 occur 7.63 times less in the glacier forefield of the Grastalferner in the
431 second epoch compared to the first. In general, it can be seen that the higher precipitation classes tend to decrease, albeit very
432 slightly, but there are still changes with both an increase and a decrease in the different precipitation classes. The daily
433 precipitation totals also show a high variation, with both a decrease and an increase over the different epochs (Figure 12). In
434 general, there are also very slight changes. Nevertheless, the decrease in the higher three classes predominates when comparing
435 the third with the second epoch.

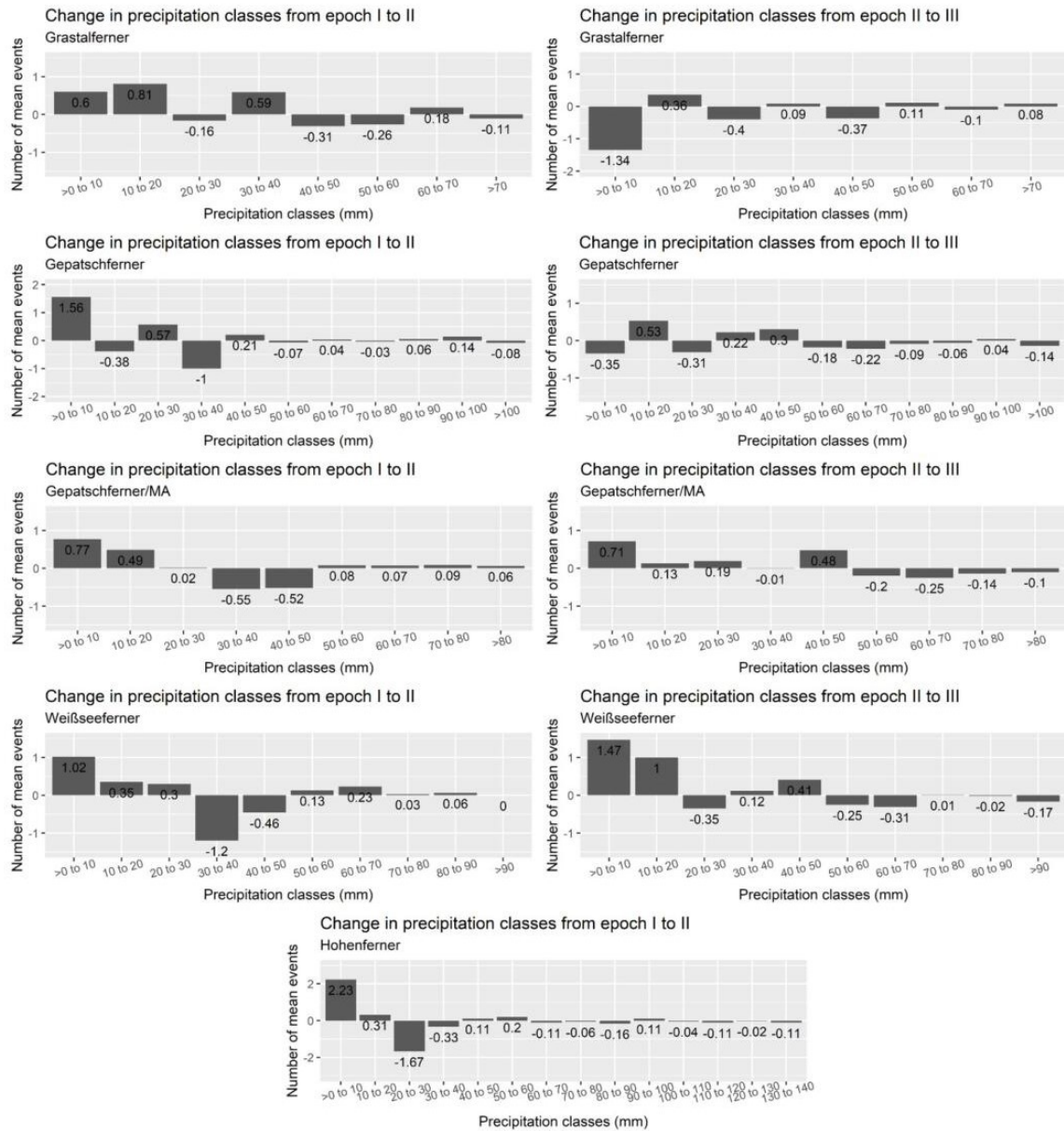


436

437 **Figure 11: Change in precipitation classes between the different epochs with a one-hour resolution (extreme precipitation events).**

438

439

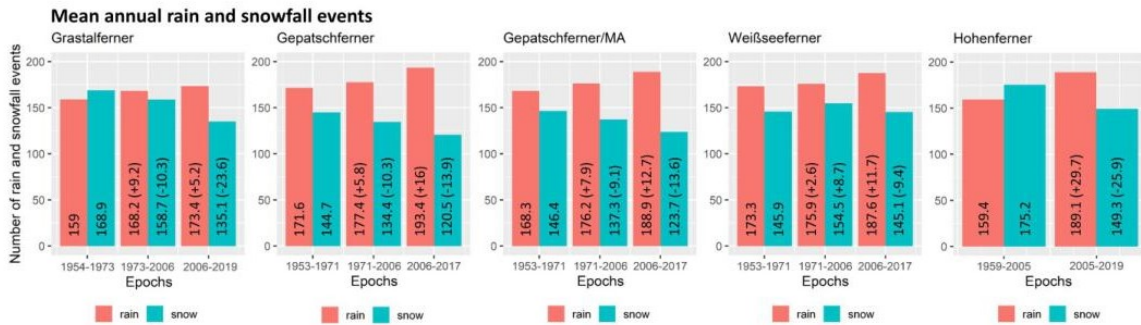


440

441 **Figure 12: Change in precipitation classes between the different epochs with a 24-hour resolution (daily precipitation totals).**



442 The analysis of the mean annual rainfall and snowfall events shows that there is a consistent increase in rainfall and at the
 443 same time a consistent decrease in snowfall (except for the Weißseeferner glacier forefield) (Figure 13).



444

445 **Figure 13: Mean annual rain and snowfall events with the corresponding changes between epochs.**

446 5 Discussion

447 5.1 Assessment of the SCA approach

448 Using the relationship between accumulated SY from DoDs and SCA/CA (log-log model) of different AOIs and different
 449 epochs, we show a long-term monitoring of several geomorphologically active sections of LIA lateral moraines. This is a clear
 450 difference to previous studies that used the space-for-time-substitution (SFTS) approach in proglacial areas, in which studies
 451 used recent morphometrical or morphodynamical differences between sites located along a gradient of deglaciation age to
 452 infer long-term changes in morphodynamics (Ballantyne and Benn, 1994; Curry, 1999; Curry et al., 2006). Means that long-
 453 term studies with quantitative data are rare (Schiefer and Gilbert, 2007; Betz et al., 2019; Altmann et al., 2020; Betz-Nutz,
 454 2021; Betz-Nutz et al., 2022). The approach shown here provides reliable results and requires only a few input data (Neugirg
 455 et al., 2015a; 2015b; 2016; Dusik, 2019; Dusik et al., 2019). The results mainly show a decrease in SY as well as a decrease
 456 in the slope of the regression lines (suggesting less SY per square metre) over the different epochs, indicating a decrease in
 457 geomorphic activity on these AOIs. In some AOIs, we observe contrasting changes: There is an increase in SY and an increase
 458 in the slope of the regression line at HG1 and almost no change in SY on the Y-axis but an increase in the slope of the regression
 459 line at MH1, which can be described as an increase (HG1) and a constant geomorphic activity (MH1). Moreover, in the earlier
 460 epochs, a clearly higher variability of SY (Slope of the regression line clearly higher 1) was observed on the respective AOIs,
 461 which is no longer reached in the later ones. Thus, it is possible to describe two different types of change in SY (size of SY
 462 between epochs and variability of SY within an epoch, which can also be compared with the other epochs). Slopes of the
 463 regression line below 1 could occur when spots appear within the area that are no longer active, which could be an indication
 464 of stabilisation, which occurs mainly in the second and third epoch.

465



466 The p-values of the coefficients are mostly below the alpha level of 0.05, so it is assumed that the relationships between SCA
467 and SY are statistically significant in almost all cases (~92%) (Figure 6). To determine the proportion of the variance of the
468 dependent variable that can be explained by the independent variable, the R-squares (R^2 or the coefficient of determination) of
469 all regression lines were analysed (Figure 6, Appendix A). The relationship between SCA and SY shows varying correlations
470 within the AOI and the epochs. The median R^2 values range from 0.59 to 0.91 in the first epoch, from 0.37 to 0.93 in the second
471 epoch and from 0.3 to 0.94 in the third epoch (Figure 6, Appendix A). The number of channels modelled differed between the
472 epochs on the same AOIs due to the different quality of the DEMs and the slightly different size of these. As in Heckmann
473 and Vericat (2018), the accumulation of DoD values resulted in very small positive values at some AOIs. Such errors are due
474 to the quality of the DoD, different bulk densities of eroded vs. deposited materials, and the inability of the flow routing
475 algorithm to fully reproduce sediment transfer in reality especially when flow directions changed within one epoch. Where
476 positive accDoD values occurred, they were small and manually corrected to the zero.

477 Nevertheless, the D8 algorithm simplifies complex sediment transport processes such as fluvial activity, landslides and debris
478 flows, which have different frequencies, magnitudes and forms of erosion and accumulation. As the individual epochs cover
479 several years, no reference can be made in this study to individual processes that can be attributed to extreme precipitation
480 events or to seasonal differences. Therefore, we compare different epochs based on mean annual SY, which includes all
481 geomorphological processes. Accordingly, the aim was not to model individual erosion processes but to compute SY of each
482 cell. The individual AOIs have a slightly different area within the different epochs, which is mainly due to headcut retreat
483 (Heckmann and Vericat, 2018; Betz-Nutz et al., 2022). The lateral boundaries also changed slightly due to the quality of the
484 DEMs and geomorphological slope processes, while the lower boundary did not change.

485 By processing historical aerial photographs into DEMs (by SfM-MVS), the temporal aspect of SCA studies could be quickly
486 and cost-effectively extended to several decades (up to the 1950s), which previously spanned only a few months or several
487 years (Neugirg et al., 2015a; 2015b; 2016; Dusik, 2019; Dusik et al., 2019). However, as Schiefer and Gilbert (2007) have
488 already shown, the shorter the time intervals and the lower the quality of the aerial images, the more difficult it becomes to
489 detect surface changes, so in the process of this study several series of aerial images had to be sorted out that were actually
490 available due to a poor data quality. Furthermore, it should be noted that the accuracy and precision of the historical DEMs
491 strongly depends on the respective generation, e.g. whether they were generated with or without a calibration certificate (as
492 was the case, for example, with the 1959 aerial photo series in the Horlachtal/glacier forefield Hohenferner), which ultimately
493 influences the SCA results and the calculated erosion rates (Stark et al., 2022).

494 **5.2 Geomorphic activity**

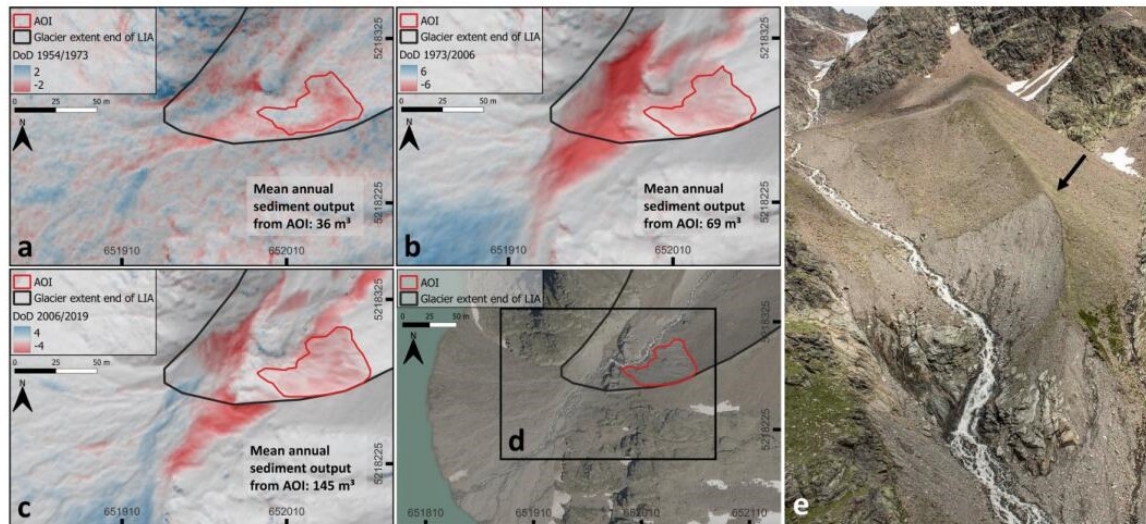
495 The geomorphic activity is directly related to the characteristics of the AOIs. The AOIs with the highest mean annual sediment
496 output ($>100\text{m}^3/\text{a}$) (such as KG1, KG2, KG4, KG5, MH2, KM2, KW2) show strong gully formation and are overall
497 characterised by larger areas, longer max. slope lengths and higher mean and max. slope gradients (Table 1). In contrast, the
498 AOIs with lower mean annual sediment output ($<100\text{m}^3/\text{a}$) (such as KW1, KG3, HG1, KM1, MH1) show less gully incision.



499 These AOIs tend to be characterised by smaller areas, smaller max. slope lengths and smaller mean slope and max. slope
500 gradients (Table 1). The strong influence of slope length and slope gradient on morphodynamics is also shown by previous
501 studies (Ballantyne and Benn, 1994; Curry, 1999; Curry et al., 2006; Betz-Nutz et al., 2022). KG3 also appears to be somehow
502 stabilized by bedrock in the lower part of the slope, which could mitigate the erosion of this AOI. Elevation and aspect,
503 however, do not seem to have an influence on geomorphic activity, which is also shown in the study by Curry et al. (2006).
504 Since only bare and sparsely vegetated areas were investigated, no findings on the influence of vegetation on morphodynamics
505 can be made in this study. Solifluction processes could also not be observed, probably due to the composition of the moraine
506 material. Presumably, the morphodynamics are still so high that the vegetation does not yet have the opportunity to develop
507 accordingly. In general, we assume that debris flows are the most common process, as described for example by Ballantyne
508 (2002a) and Curry et al. (2006). Thus, material stored in the gullies is transported downslope by debris flows mainly rain or
509 snow events in the spring or heavy rainfall events during rainstorms in the summer months (Ballantyne and Benn, 1994;
510 Ballantyne, 2002b; Curry et al., 2006; Dusik et al., 2019).

511 However, the high mean annual sediment yield and corresponding erosion rate in the first (3471 m³/a, 465 mm/a) and second
512 (2922 m³/a, 245 mm/a) epochs of AOI KG1 (Figure 7) can probably also be attributed to individual landslides and deep-seated
513 slope failures in some cases linked with melting dead ice bodies, as these processes are more likely to occur after deglaciation,
514 and are characterised by high magnitude and low frequency, which has also been shown by Blair (1994), Hugenholtz et al.
515 (2008) and Cody et al. (2020). On the less incised slopes (e.g. MH1), small-scale processes such as fluvial erosion or snow
516 drifts probably occur (Betz-Nutz, 2021), which ultimately show no clear trend in the increase or decrease of morphodynamics,
517 but can be described as a constant geomorphic activity. In Betz-Nutz et al. (2022) and in this study, six similar lateral moraine
518 sections (although other exactly defined AOIs) were investigated. The test sites KG1, KG2, KW1, KW2 and MH1 (in Betz-
519 Nutz et al. (2022): GPF1, GPF2, WSF1, WSF2 and HF1) showed similar erosion rates and the same log-term trends. In the
520 case of AOI MH2, different trends were determined (stagnation in Betz-Nutz et al. (2022) and a decrease in this study), which
521 can be attributed to the differently defined AOI and the slightly different study period.

522 In the sense of a process-response system, it is noticeable that the first-mentioned group of AOIs with the higher erosion rates
523 (except KG1) had considerable influence from melting dead ice in the lower slope area at least until 2006 (KG2, KM2, KW2,
524 MH2) or the glacier was still present at the bottom of the slope (KG4, KG5), which could be identified by the interpretation of
525 the DoDs. Melting of the dead ice can lead to destabilisation of the slope, which can enhance erosion processes of the upper
526 slope areas, as the support is no longer present, the sediment becomes saturated and there can be an increase in the slope
527 gradient due to the subsidence of the lower part of the slope (Altmann et al., 2020; Betz-Nutz et al., 2022). However, the
528 highest slope gradients are also present here, which also plays a major role. In addition, AOI HG1, where erosion is increasing,
529 shows an undercutting of the slope by the adjacent stream, which leads to a destabilization or lowering of the erosion base and
530 a typical formation of a debris cone and alluvial fan with a successive reduction of the slope gradient is missing (Figure 14).
531 It can be assumed that individual strong rainfall events in the second and third epochs in combination with changing flow
532 paths due to the retreat of the Grastalferner acted here as an impulse and affected both the AOI itself and the adjacent stream.



533

534 **Figure 14: Overview of the DoDs of the corresponding epochs of AOI HG1: (a) DoD 1954-1973, (b) DoD 1973-2006, (c) DoD 2006-**
 535 **2019, (d) Orthofoto 2020 (provided by the Province of Tyrol) and (e) photo of the AOI from 2019 by Anton Brandl.**

536 5.3 Paraglacial landscape adjustment

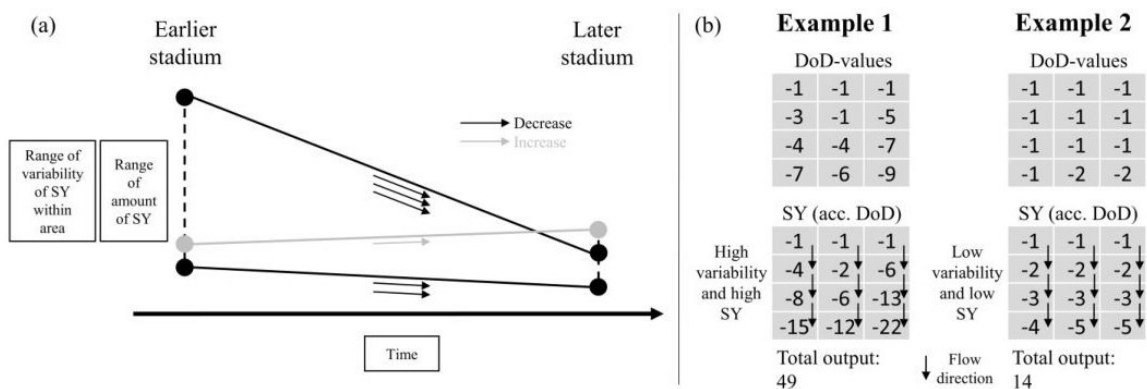
537 5.3.1 The "Sediment activity concept"

538 The finding of mainly decreasing geomorphic activity of LIA lateral moraines in this study is largely consistent with previous
 539 model-based studies describing the paraglacial landscape adjustment with a decrease in geomorphic activity in proglacial areas
 540 over time, such as the theoretical model "paraglacial concept" of Church and Ryder (1972) or the "sediment exhaustion model"
 541 of Ballantyne (2002a, 2002b). The geomorphic activity of gully systems is given as a few decades to centuries (Ballantyne,
 542 2002a; 2002b). Furthermore, it is stated that there is a high temporal and spatial variability in this development. The model
 543 provides an appropriate approximation (Ballantyne, 2002a; 2002b). Within the paraglacial adjustment process, different
 544 geomorphological processes result in different durations of occurrence. Furthermore, different land systems react at different
 545 rates and on different spatial scales. Thus, external perturbations can occur, leading to secondary peaks and time delays
 546 (Ballantyne, 2002a; 2002b). While ten out of twelve AOIs fit the model descriptions, two test plots show opposite
 547 morphodynamics, which can be described as a delay of the paraglacial adjustment process or that response systems can run
 548 counter to such an adaption.

549 To estimate the changing morphodynamics, we therefore propose the following simplified description of the landscape
 550 evolution using the "Sediment activity concept" based on the results of this study. Due to the study design, this concept is only
 551 valid on geomorphologically active areas (in this case the upper lateral moraine section) on LIA lateral moraines and until
 552 about 170 years after the end of LIA (Table 6, Figure 15). The concept distinguishes between an earlier and a later phase. The



553 earlier phase (mainly 1950s to 1970s) is characterised by a wide range between areas with high and low variability of SY
 554 within the area as well as high and low mean annual sediment yield (erosion rate/volume). In contrast, the later stadium (mainly
 555 1970s to 2000s and 2000s to the end of the survey 2017/2019) shows a decrease in this range. Although the decrease of
 556 morphodynamics predominates, there are also increases in morphodynamics. The time of ice release was not integrated here,
 557 so that the time periods refer to the actual time. In addition, we give two examples in Figure 15. While example A shows high
 558 variability (polynomial behaviour) within the area and high SY (erosion rates/sediment output), example B shows low
 559 variability (constant/linear behaviour) and low SY (erosion rates/sediment output). Ultimately, the relationship between SY
 560 and the size of the catchment has changed so that erosion within the area is more constant today.



561

562 **Figure 15: The "Sediment activity concept". Description and illustration of the change in sediment activity over time (a) and 2**
 563 **corresponding examples (b).**

564 **Table 6: Tabular summary of the simplified conceptual model.**

	Earlier stadium	Later stadium
SY within area	highly variable up to constant	in the range of constant
Amount of SY	wide range	lower range
Over time	mostly decreasing	

565

566 Introducing the "Sediment activity concept" of this study, we present a different description of the paraglacial adjustment
 567 process which is based on the actual SY. However, the concept is only valid until about 170 years after the end of LIA and on
 568 the AOIs of this study. Nevertheless, we assume that the concept can also prove its validity in further proglacial active areas
 569 and partly over an even longer period of time.



570 **5.3.2 Erosion rates**

571 The comparison of long-term erosion rates of gully systems in proglacial areas of different studies shows the high variability
 572 of this adjustment; as these studies were carried out with different methods, on different time scales and in different glacier
 573 forefields, comparing their results is difficult (Table 7). The methodologies for determining long-term average erosion rates
 574 are based on gully volume estimates (Ballantyne and Benn, 1994; Curry, 1999; Curry et al., 2006) and sediment volume
 575 calculations due to surface changes using DoDs, as shown by Betz-Nutz et al. (2022) and this study. In glacier forefields in
 576 western Norway, this amounts e.g. to minimum estimates of 50-100 mm/year (max. estimates of min. 200 mm/year)
 577 (Ballantyne and Benn, 1994) and a minimum of 5.5-169 mm/year (in different glacier forefields) (Curry, 1999). A further
 578 study in the Swiss Alps shows erosion rates of min. 49-151 (in different glacier forefields) (Curry et al., 2006). The work of
 579 Betz-Nutz et al. (2022) and this study show erosion rates over several decades and distinguish between different epochs, which
 580 makes it possible to show differences between them. Both studies show that the mean erosion rates in the individual epochs
 581 decrease (Table 7), although in individual cases there is also a constant and an increase in erosion rates over time. Although
 582 there has been a clear decrease in geomorphic activity, stabilisation of the AOIs is not yet apparent, which means that the
 583 paraglacial adjustment is still ongoing. Within this study, we observed that the AOIs still show a high geomorphic activity
 584 even after they have been deglaciated for 76-159 years. A stabilisation of the gully systems as shown by Curry (2006) cannot
 585 be observed. Other studies such as Lane et al. (2017), Dusik (2019), Altmann et al. (2020), Betz-Nutz et al. (2022) also show
 586 the still ongoing paraglacial adjustment processes.

587 **Table 7: Studies on long-term erosion rates (several decades) of gully systems on LIA lateral moraines in different glacier forefields.**

Study	Erosion rate (mm/year)	Timescale (year)	Time since ice exposure (year)	Location of the study area
Ballantyne and Benn (1994)	Min. of 50-100, max. min. of 200	48	48	Norway, Fåbergstølsbreen
Curry (1999)	Min. of 5.5-8.8, 38- 169 and 19-169	76, 53, 43	76, 53, 43	Norway, Fåbergstølsbreen, Lodalsbreen and Heillstugubreen
Curry et al. (2006)	Min. of 86-151 and 49-103	55, 79	55, 79	Switzerland, Glacier du Mont Miné and Feeegletscher
Betz-Nutz (2021; 2022)	Epoch I: 2-429, epoch II: 1-186, epoch III: 3-110	Epoch I: Mainly ~1950s to ~1970s, Epoch II: ~1970s to ~2000s and Epoch III: ~2000s to 2018/2019	59-154	Austria (Tyrol), Germany (Bavaria) and Italy (South)



This study	Epoch I: 19-465, epoch II (HT and KT): 13-245, epoch II (MT) and epoch III (HT and KT): 8- 88	Epoch I: 17-19 (in HT and KT) and 45/46 (in MT), epoch II: 33-36 (in HT and KT) and 14/15 (in MT) and epoch III: 11-13 (in HT and KT)	76-159	Tyrol), ten different glacier forefields Austria (Tyrol) and Italy (South Tyrol), five different glacier forefields
------------	--	---	--------	--

588 *HT = Horlachtal, KT = Kaunertal and MT = Martelltal.

589 5.4 Meteorological drivers

590 The decrease of the mean annual number of ice days and the increase in the number of warm spells over the different epochs
 591 and the associated potential increase in snowmelt on the slopes could also lead to an increase in morphodynamics, as these
 592 processes represent important preparatory steps for erosion processes in spring (Haas, 2008), such as increased saturation of
 593 the slope due to snow melt, loosening of the upper sediment layers or the delivery of material by snow slides or small wet
 594 avalanches that is then available for debris flows in the summer months (Dusik et al., 2019). Klein et al. (2016), for example,
 595 also show an increase in the frequency and intensity of snowmelt in the Swiss Alps. Mean annual precipitation decreases
 596 slightly across epochs, but is not statistically significant (except for winter precipitation for the entire study period (1959 to
 597 2019) and summer precipitation in the second epoch from 2005 to 2019 in the Martelltal). Other studies also show that the
 598 decrease in precipitation in the Alps is low (Brugnara et al., 2012) and that there is no clear trend in precipitation (Hock et al.,
 599 2019) or that it is mainly subject to regional influences and decadal variations (Mankin and Diffenbaugh, 2015). Extreme
 600 precipitation events (1h resolution) and daily precipitation totals also show only minor changes. Differentiation of
 601 precipitation, on the other hand, shows a clear increase in rainfall and a decrease in snowfall, which is also shown by Serquet
 602 et al. (2011), Beniston et al. (2018) and Hock et al. (2019) who found that the rainfall on snow events in spring as preparatory
 603 factor for the erosion processes in the summer months increase. The simulated meteorological data generally show lower
 604 temperatures and larger precipitation amounts, when compared to three automatic weather stations operated by TIWAG
 605 (Tyrolean Hydropower AG, Innsbruck, Austria). These stations are located in the vicinity of our AOIs. The simulated mean
 606 annual temperatures extracted at the location of the weather stations Horlachalm (1987-2015) (approx. 6.5 km linear distance
 607 to the AOI in the Grastalferner glacier forefield) and Weißseeferner (2007-2015) (approx. 500 m linear distance to the AOIs in
 608 the Weißseeferner glacier forefield), covering the same time period indicate a difference of -1.05°C and of -0.87°C, respectively,
 609 after accounting for differences in elevation. However, at Gepatschalm (2010-2015) weather station (approx. 2.5 km linear
 610 distance to the AOIs in the Gepatschferner glacier forefield), the difference between the simulated and observed mean annual
 611 temperatures is 0.13°C, indicating that the magnitude of the discrepancies depends on the station data used for the comparison.
 612 The simulated precipitation, however, is generally larger with mean annual precipitation sums of 1531, 1655, and 1820 mm at
 613 the location of Horlachalm (1990-2015), Gepatschalm (2010-2015), and Weißseeferner (2007-2015), respectively, while the



614 weather stations recorded values of 803, 1086, and 924 mm, indicating large discrepancies especially when compared to
615 Horlachalm and Weißseeferner weather stations. The datasets from which the temperature and precipitation were extracted are
616 both based on coarsely resolved data, which makes a comparison with measurement data in the field difficult, although the
617 corresponding trends are well usable for this study. The large difference between simulated and recorded precipitation is mainly
618 due to winter precipitation (Figure 11) when the weather stations are not always able to record total snowfall accurately;
619 additionally, fog precipitation or precipitation in combination with stronger winds are not recorded correctly.
620 The weather and climate study periods are based on the predefined study epochs given by the availability and quality of
621 orthophotos, and not on the usual climate periods. This results in large differences in the length of the different epochs, which
622 must be taken into account.
623 There are several sources of uncertainty in the simulated data, amongst them the dynamic initial and boundary conditions, as
624 the forcing data have their own sources of uncertainties. Furthermore, the choice of the reanalysis data used for forcing the
625 model has an influence on the final results. Additionally, for such long simulations, an updated sea surface temperature (SST)
626 is recommended. Since there are no SSTs available for the 20CRv3, we have generated SST fields from the skin temperature.
627 Other sources of uncertainty are the static boundary conditions like the fixed land use categories and topography, as well as
628 model simplifications and choices in the parameterization of the physics and dynamics. In our simulations, we have used
629 spectral nudging in order to keep the model from large deviations from the forcing data. Short test runs indicate that the use of
630 spectral nudging improves the simulated data, especially with respect to precipitation. However, the strength of nudging also
631 has an influence on the final results. Since the purpose of this study is not to test how strongly to nudge, we have used the
632 default values in WRF.

633 **6 Conclusion**

634 Using DoDs based on SfM photogrammetric and LiDAR data DEMs, we show with two different approaches, the long-term
635 (1953–2019) change in the morphodynamics of several active gully systems on LIA lateral moraines in the Tyrolean and South
636 Tyrolean Alps, Austria and Italy. First, the change in the range of variability of SY within the area (using regression lines with
637 accSY and SCA/CA) and second, the change in the amount of SY (calculation of erosion rates/volume of sediment output)
638 between the different epochs could be shown.
639 Finally, the first epoch shows a clearly higher range of variability of SY within the AOI than the later epochs. This means that
640 the spatial pattern of erosion has become more uniform within the areas. In addition, the total sediment yield, the mean annual
641 sediment yield and the mean annual specific sediment yield (erosion rate) were calculated for each AOI and epoch was
642 calculated. Over the epochs, there is a decreasing trend of geomorphological activity in 10 out of 12 AOIs, while 2 AOIs show
643 an opposite trend, where morphodynamics increase or remain at the same level. Overall, we confirm the general trend of
644 decreasing morphodynamics over time (10 AOIs) of several previous studies, although we could also show that the geomorphic
645 activity of one AOI is on the same level and one is increasing. Finally, the results led to the proposal of a simplified conceptual

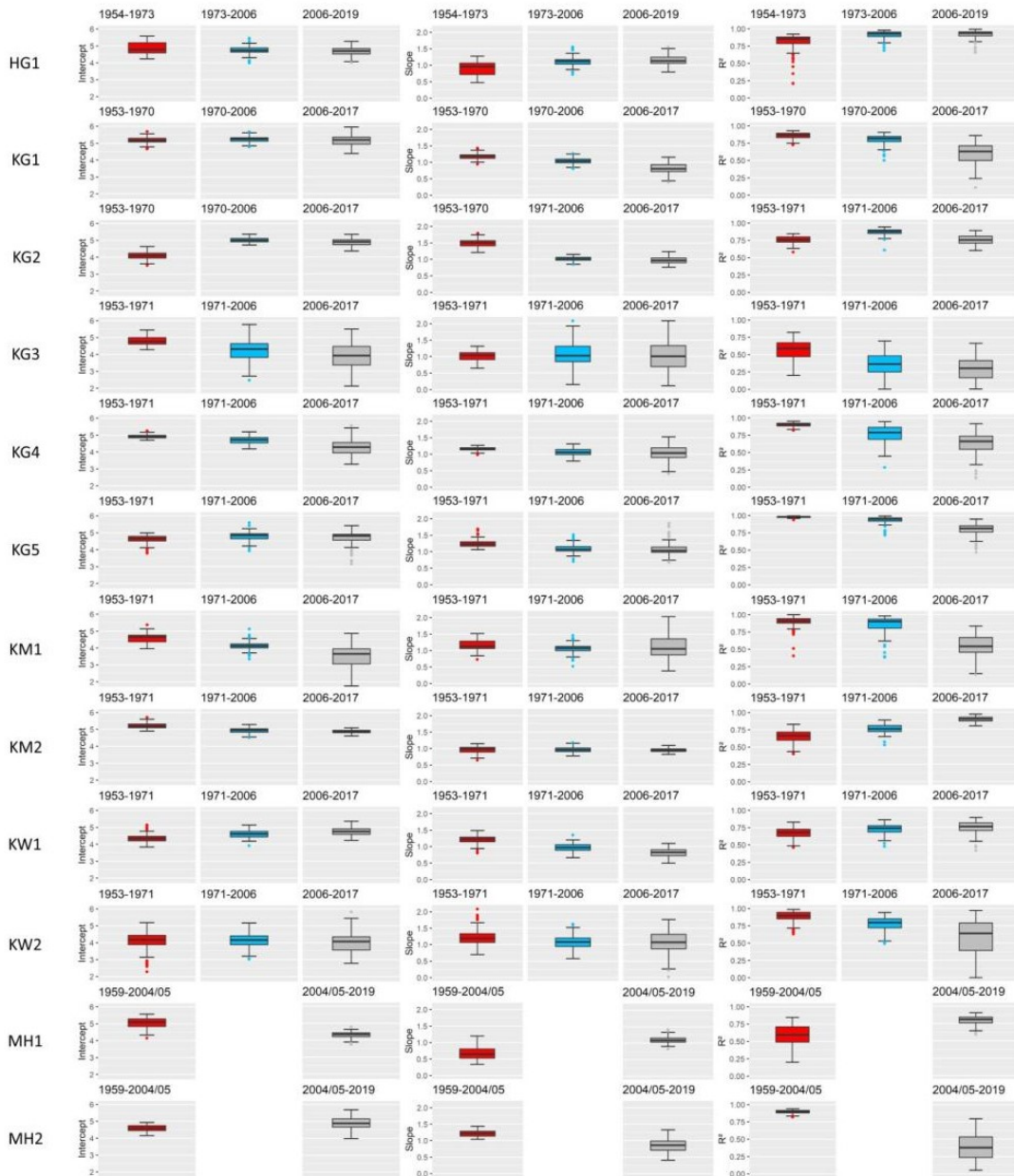
<https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1512>
Preprint. Discussion started: 6 February 2023
© Author(s) 2023. CC BY 4.0 License.



646 model “The sediment activity concept”, describing the paraglacial adjustment process by summarising the findings on the
647 long-term morphodynamics of the upper parts (gully heads) of lateral moraines from this study.
648 Despite the general decline in morphodynamics, the AOIs show no stabilisation, leading us to the conclusion that the
649 paraglacial landscape adjustment is still in progress (even on areas that have been ice-free for at least 159 years). It seems that
650 the vegetation has not yet had the opportunity to develop due to the high morphodynamics. In general, debris flows are probably
651 the most common processes, although it is difficult to separate the different processes, but very high SY (mainly in the first
652 epoch) also indicate landslides and slope failures. AOI morphodynamic is also related to the characteristics, i.e. AOIs that are
653 larger, have longer max. lengths and higher mean slope gradients (as well as max. slope gradients) have clearly higher
654 geomorphic activity and form more deeply incised gullies. In the sense of a process-response system, it can be stated that the
655 melting of dead ice in the lower slope area, which in some cases lasts for decades, leads to high morphodynamics of the upper
656 slope area. Furthermore, it is assumed that the lowering of the erosion base by adjacent streams leads to a delay of the
657 paraglacial landscape adjustment, as the formation of an accumulation area is disrupted.
658 In addition to the system-internal influences on morphodynamics, we assume an additional influence of changing weather and
659 climate factors on the corresponding erosion processes with an increase (mainly in the last, i.e. most recent epoch from the
660 mid-2000s to 2017/2019), since the statistically significant warming of the last decades has led to a reduction of the mean
661 annual ice days, to an increase in warm air inflows and, when distinguishing between rainfall and snowfall, to an increase in
662 rainfall. We do not see any clear influence in the changing precipitation, although it can be assumed that the same precipitation
663 intensities led to higher erosion in the first epoch than in the second or third. Nevertheless, the system-internal dynamics and
664 the general paraglacial adaptation process seem to have the greatest impact on the changing morphodynamics. Future work
665 should apply the approach used here to more areas and, if possible, with a higher temporal resolution to improve the process
666 understanding of erosion on lateral moraines.



667 Appendix A



668

669 Boxplots of the model parameters Intercept, Slope and R² of all regression lines (see Figure 6).

670 **Appendix B**671 **Calculation of the individual extreme events by continuous ongoing 4 mm classes (with one-hour resolution).**

	Precipitation interval (mm)	No. events/total	No. events/year	No. events/total	No. events/year	No. events/total	No. events/year	Change from previous epoch	
Grastalferner (Horlachtal)		1954-1973 (epoch I)		1973-2006 (epoch II)		2006-2019 (epoch III)		I to II	II to III
	>0 to 4	6084	320.21	10315	312.58	4056	312.00	-7.63	-0.58
	4 to 8	368	19.37	615	18.64	194	14.92	-0.73	-3.71
	8 to 12	78	4.11	124	3.76	49	3.77	-0.35	0.01
	12 to 16	17	0.89	33	1.00	12	0.92	0.11	-0.08
	16 to 20	7	0.37	13	0.39	4	0.31	0.03	-0.09
	20 to 24	2	0.11	8	0.24	2	0.15	0.14	-0.09
	24 to 28	1	0.05	2	0.06	1	0.08	0.01	0.02
>28	1	0.05	1	0.03	0	0.00	-0.02	-0.03	
Gepatschferner (Kauertal)		1953-1971 (epoch I)		1971-2006 (epoch II)		2006-2017 (epoch III)		I to II	II to III
	>0 to 4	5498	305.44	10278	293.66	3447	313.36	-11.79	19.71
	4 to 8	390	21.67	700	20.00	254	23.09	-1.67	3.09
	8 to 12	87	4.83	178	5.09	47	4.27	0.25	-0.81
	12 to 16	20	1.11	44	1.26	14	1.27	0.15	0.02
	16 to 20	9	0.50	15	0.43	4	0.36	-0.07	-0.06
	20 to 24	3	0.17	9	0.26	1	0.09	0.09	-0.17
	24 to 28	1	0.06	1	0.03	0	0.00	-0.03	-0.03
>28	1	0.06	0	0.00	0	0.00	-0.06	0.00	
Gepatschferner/ Müchner/ Abfahrt (Kauertal)		1953-1971 (epoch I)		1971-2006 (epoch II)		2006-2017 (epoch III)		I to II	II to III
	>0 to 4	5452	302.89	10316	294.74	3428	311.64	-8.15	16.89
	4 to 8	402	22.33	750	21.43	256	23.27	-0.90	1.84
	8 to 12	96	5.33	165	4.71	51	4.64	-0.62	-0.08
	12 to 16	23	1.28	41	1.17	10	0.91	-0.11	-0.26
	16 to 20	4	0.22	8	0.23	4	0.36	0.01	0.14
	20 to 24	1	0.06	6	0.17	2	0.18	0.12	0.01
	24 to 28	2	0.11	1	0.03	0	0.00	-0.08	-0.03
Weißseeferner (Kauertal)		1953-1971 (epoch I)		1971-2006 (epoch II)		2006-2017 (epoch III)		I to II	II to III
	>0 to 4	5690	316.11	10580	302.29	3506	318.73	-13.83	16.44
	4 to 8	408	22.67	745	21.29	255	23.18	-1.38	1.90
	8 to 12	96	5.33	166	4.74	56	5.09	-0.59	0.35
	12 to 16	23	1.28	44	1.26	7	0.64	-0.02	-0.62
	16 to 20	9	0.50	14	0.40	5	0.45	-0.10	0.05
	20 to 24	2	0.11	8	0.23	2	0.18	0.12	-0.05
	>28	2	0.11	8	0.23	2	0.18	0.12	-0.05
Hohenferner (Martelltal)		1959-2005 (epoch I)		2005-2019 (epoch II)				I to II	
	>0 to 4	14531	315.89			4757	339.79	23.89	
	4 to 8	883	19.20			240	17.14	-2.05	
	8 to 12	241	5.24			59	4.21	-1.02	
	12 to 16	57	1.24			17	1.21	-0.02	
	16 to 20	8				2	0.14	-0.03	
	20 to 24	3	0.07			1	0.07	0.01	
	24 to 28	3	0.07			0	0.00	-0.07	

672



673 Appendix C

674 Calculation of the daily precipitation totals by continuous ongoing 4 mm classes of the different epochs (24-hour resolution).

Glacier forefield	Precipitation interval (mm)	No. events/total	No. events/year	No. events/total	No. events/year	No. events/total	No. events/year	Change from previous epoch	
Grastalferner		1954-1973 (epoch I)		1973-2006 (epoch II)		2006-2019 (epoch III)		I to II	II to III
(Horlachtal)	0 to 10	410	21.58	732	22.18	271	20.85	0.60	-1.34
	10 to 20	181	9.53	341	10.33	139	10.69	0.81	0.36
	20 to 30	113	5.95	191	5.79	70	5.38	-0.16	-0.40
	30 to 40	47	2.47	101	3.06	41	3.15	0.59	0.09
	40 to 50	26	1.37	35	1.06	9	0.69	-0.31	-0.37
	50 to 60	13	0.68	14	0.42	7	0.54	-0.26	0.11
	60 to 70	0	0.00	6	0.18	1	0.08	0.18	-0.10
	>70	2	0.11	0	0.00	1	0.08	-0.11	0.08
Gepatschferner		1953-1971 (epoch I)		1971-2006 (epoch II)		2006-2017 (epoch III)		I to II	II to III
(Kaunertal)	0 to 10	335	18.61	706	20.17	218	19.82	1.56	-0.35
	10 to 20	174	9.67	325	9.29	108	9.82	-0.38	0.53
	20 to 30	105	5.83	224	6.40	67	6.09	0.57	-0.31
	30 to 40	73	4.06	107	3.06	36	3.27	-1.00	0.22
	40 to 50	22	1.22	50	1.43	19	1.73	0.21	0.30
	50 to 60	11	0.61	19	0.54	4	0.36	-0.07	-0.18
	60 to 70	5	0.28	11	0.31	1	0.09	0.04	-0.22
	70 to 80	2	0.11	3	0.09	0	0.00	-0.03	-0.09
	80 to 90	0	0.00	2	0.06	0	0.00	0.06	-0.06
	90 to 100	0	0.00	5	0.14	2	0.18	0.14	0.04
	>100	4	0.22	5	0.14	0	0.00	-0.08	-0.14
Gepatschferner/ Müchner Abfahrt (Kaunertal)		1953-1971 (epoch I)		1971-2006 (epoch II)		2006-2017 (epoch III)		I to II	II to III
	0 to 10	304	16.89	618	17.66	202	18.36	0.77	0.71
	10 to 20	146	8.11	301	8.60	96	8.73	0.49	0.13
	20 to 30	101	5.61	197	5.63	64	5.82	0.02	0.19
	30 to 40	69	3.83	115	3.29	36	3.27	-0.55	-0.01
	40 to 50	35	1.94	50	1.43	21	1.91	-0.52	0.48
	50 to 60	12	0.67	26	0.74	6	0.55	0.08	-0.20
	60 to 70	5	0.28	12	0.34	1	0.09	0.07	-0.25
	70 to 80	1	0.06	5	0.14	0	0.00	0.09	-0.14
	>80	4	0.22	10	0.29	2	0.18	0.06	-0.10
Weißseeferner (Kaunertal)		1953-1971 (epoch I)		1971-2006 (epoch II)		2006-2017 (epoch III)		I to II	II to III
	0 to 10	302	16.78	623	17.80	212	19.27	1.02	1.47
	10 to 20	146	8.11	296	8.46	104	9.45	0.35	1.00
	20 to 30	99	5.50	203	5.80	60	5.45	0.30	-0.35
	30 to 40	75	4.17	104	2.97	34	3.09	-1.20	0.12
	40 to 50	32	1.78	46	1.31	19	1.73	-0.46	0.41
	50 to 60	12	0.67	28	0.80	6	0.55	0.13	-0.25
	60 to 70	3	0.17	14	0.40	1	0.09	0.23	-0.31
	70 to 80	1	0.06	3	0.09	1	0.09	0.03	0.01
	80 to 90	1	0.06	4	0.11	1	0.09	0.06	-0.02
	>90	3	0.17	6	0.17	0	0.00	0.00	-0.17
Hohenferner (Martelltal)		1959-2005 (epoch I)				2005-2019 (epoch II)		I to II	
	0 to 10	1169	25.41			387	27.64	2.23	
	10 to 20	403	8.76			127	9.07	0.31	
	20 to 30	241	5.24			50	3.57	-1.67	
	30 to 40	127	2.76			34	2.43	-0.33	
	40 to 50	54	1.17			18	1.29	0.11	



50 to 60	27	0.59	11	0.79	0.20
60 to 70	38	0.83	10	0.71	-0.11
70 to 80	16	0.35	4	0.29	-0.06
80 to 90	24	0.52	5	0.36	-0.16
90 to 100	5	0.11	3	0.21	0.11
100 to 110	5	0.11	1	0.07	-0.04
110 to 120	5	0.11	0	0.00	-0.11
120 to 130	4	0.09	1	0.07	-0.02
130 to 140	5	0.11	0	0.00	-0.11

675 **Code availability**

676 The processing of the historical aerial images into point clouds (and orthophotos) was done with the commercial software
 677 Agisoft Metashape Professional (Version 1.6.6). These point clouds as well as the point clouds based on LiDAR data (ALS)
 678 were further processed in the commercial geoinformation system SAGA LIS Pro 3D (Version 7.4.0) and converted into DEMs.
 679 The preparatory steps for the regression lines (derivation of the corresponding value pairs (SY and SCA)) were carried out in
 680 open-source software SAGA GIS (Version 7.2.0), whereby the subsequent automated repetition of the extraction of the value
 681 pairs by using a for-loop and the calculation of the corresponding regression lines were carried out in the open-source software
 682 R (RStudio, version 1.4.1103). Maps were created in both the open-source software SAGA GIS and QGIS (Version 3.22.4).
 683 Atmospheric simulation was performed using the Advanced Research version of the Weather Research and Forecasting
 684 (ARW-WRF) model (version 4.3). The meteorological analyses were carried out in R.

685 **Data availability**

686 The historical aerial images (HAI) and the corresponding calibration certificates (if available) were provided by the Federal
 687 Office of Metrology and Surveying (BEV, Vienna, Austria) (aerial image series 1953 and 1954), by the Italian Military
 688 Geographic Institute (IGMI, Florence, Italy) (aerial image series 1945 and 1959) and by the Province of Tyrol (aerial image
 689 series 1970, 1971 and 1973). The DEM 2006 (Horlachtal) and the point clouds of 2006 and 2004/2005 (Kaunertal and
 690 Martelltal) were provided by the Province of Tyrol and the Autonomous Province of Bolzano. The historical maps of
 691 1886/1887 (Kaunertal), 1889 (Horlachtal), 1918 (Martelltal) and 1922 (Kaunertal) were provided by the Archive of the German
 692 Alpine Club (DAV), the Ötztal Gedächtnisspeicher (Längenfeld, Austria), the BEV and the Bavarian Academy of Sciences
 693 and Humanities. The orthophotos of 2020 (all valleys) were made available for download by the Province of Tyrol and the
 694 Autonomous Province of Bolzano on their respective websites. The large-scale elevation data (DSM and Hillshade) (Overview
 695 Alps, Figure 1) was provided by Copernicus (Copernicus Land Monitoring Service). These data were produced with the
 696 financial support of the European Union. The 20th century NOAA/CIRES/DOE reanalysis data (V3) were provided by NOAA
 697 PSL, Boulder, Colorado, USA, from their website <https://psl.noaa.gov>. Support for the Twentieth Century Reanalysis Project
 698 version 3 dataset is provided by the U.S. Department of Energy, Office of Science Biological and Environmental Research
 699 (BER), by the National Oceanic and Atmospheric Administration Climate Program Office, and by the NOAA Earth System

<https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1512>

Preprint. Discussion started: 6 February 2023

© Author(s) 2023. CC BY 4.0 License.



700 Research Laboratory Physical Sciences Laboratory. The ERA5 dataset we used is a Copernicus product. It contains
701 processed information from the Copernicus Climate Change Service [2021] and the Copernicus Atmosphere Monitoring
702 Service [2021]. Please note that neither the European Commission nor the European Centre for Medium-Range Weather
703 Forecasts is responsible for any use that may be made of the Copernicus information or data contained therein.

704 **Author contribution**

705 The study was conceptualised by MA, FH, TH and MB. Data preparation was carried out by MA, JR, FF, FH, LP, MP, MW,
706 LB, MS and SB-N. The methodological approach was developed by MA, JR, FH and TH for the SCA modelling and MA, FH
707 and MP for the meteorological analysis. The formal analysis was carried out by MA and MP. Supervision was carried out by
708 FH, TH and MB. The original draft was prepared by MA. JR, FF, FH, TH, LP, MP, MW, LB, MS, SB-N and MB were
709 involved in the revision of the manuscript. MB, FH and TH were responsible for fundraising and project management.

710 **Competing interests**

711 The authors declare that they have no conflict of interest.

712 **Acknowledgement**

713 We would like to thank the German Research Foundation (DFG), the Austrian Science Fund (FWF) and the Swiss National
714 Science Foundation (SNF) for financial support of the research project SEHAG (SEnsitivity of High Alpine Geosystems to
715 climate change since 1850), within the framework of which this study was generated. Furthermore, we would like to thank for
716 providing the aerial images and the calibration certificates. In this context, we would like to thank the BEV, IGMI, the Province
717 of Tyrol, the Province of Bolzano and the Hydrographic Office of the Autonomous Province of Bolzano (Civil Protection
718 Agency). In addition, we would also like to thank the Province of Tyrol for providing the DEM 2006 (Horlachtal) as well as
719 the point cloud 2006 (Kauertal) and the Autonomous Province of Bolzano for the point cloud 2006 (Martelltal). We would
720 also like to thank the Archive of the German Alpine Club (DAV), the Ötztaler Gedächtnisspeicher, the BEV and the Bavarian
721 Academy of Sciences and Humanities for providing the historical maps 1886/1887 (Kauertal), 1889 (Horlachtal), 1918
722 (Martelltal) and 1922 (Kauertal). We would also like to thank the Province of Tyrol and the Autonomous Province of Bolzano
723 for the orthophotos of 2020, which can be downloaded on their websites quickly and easily. We would also like to thank
724 Copernicus (Copernicus Land Monitoring Service) for the available download of the coarse resolution hillshade (Overview
725 Alps, Figure 1). Additionally, we would like to thank Wucher Helikopter GmbH (Ludesch, Austria) for carrying out the flights
726 in which the LiDAR data (ALS) 2017 (Kauertal) and 2019 (Horlachtal and Martelltal) were acquired. Many thanks for the

<https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1512>
 Preprint. Discussion started: 6 February 2023
 © Author(s) 2023. CC BY 4.0 License.



727 safe flights even in difficult high alpine terrain. In addition, many thanks to NOAA PSL, Boulder, Colorado, USA for the
 728 20CRv3 and Copernicus for the ERA5 dataset.

729 **Funding**

730 The study was financially supported by the German Research Foundation (DFG) and the Austrian Science Fund (FWF) (grant
 731 numbers: BE 1118/38-1, BE 1118/39-1, BE 1118/40-1, HA 5740/10-1, HE 5747/6-1, MA 6966/4-1, LA 4426/1-1 and 4062-
 732 N29). The open access publication of this article was supported by the Open Access Fund of the Catholic University of
 733 Eichstätt-Ingolstadt.

734 **References**

- 735 Altmann, M., Piermattei, L., Haas, F., Heckmann, T., Fleischer, F., Rom, J., Betz-Nutz, S., Knoflach, B., Müller, S.,
 736 Ramskogler, K., Pfeiffer, M., Hofmeister, F., Ressler, C., and Becht, M.: Long-Term Changes of Morphodynamics on
 737 Little Ice Age Lateral Moraines and the Resulting Sediment Transfer into Mountain Streams in the Upper Kauner
 738 Valley, Austria, *Water*, 12, 3375, <https://doi.org/10.3390/w12123375>, 2020.
- 739 Altmann, M., Haas, F., Heckmann, T., Liébault, F., and Becht, M.: Modelling of sediment supply from torrent catchments in
 740 the Western Alps using the sediment contributing area (SCA) approach, *Earth Surf. Process. Landforms*, 46, 889–906,
 741 <https://doi.org/10.1002/esp.5046>, 2021.
- 742 Anderson, S. W.: Uncertainty in quantitative analyses of topographic change: error propagation and the role of thresholding,
 743 *Earth Surf. Process. Landforms*, 44, 1015–1033, <https://doi.org/10.1002/esp.4551>, 2019.
- 744 Bakker, M. and Lane, S.: Archival photogrammetric analysis of river-floodplain systems using Structure from Motion (SfM)
 745 methods, *Earth Surf. Process. Landforms*, 42, 1274–1286, <https://doi.org/10.1002/esp.4085>, 2017.
- 746 Ballantyne, C. K.: A general model of paraglacial landscape response, *The Holocene*, 12, 371–376,
 747 <https://doi.org/10.1191/0959683602hl553fa>, 2002a.
- 748 Ballantyne, C. K.: Paraglacial geomorphology, *Quaternary Science Reviews*, 21, 1935–2017, [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00005-7](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00005-7), 2002b.
- 750 Ballantyne, C. K. and Benn, D. I.: Paraglacial Slope Adjustment and Resedimentation following Recent Glacier Retreat,
 751 Fåbergstølsdalen, Norway, *Arctic and Alpine Research*, 26, 255–269, 1994.
- 752 Becht, M.: Untersuchungen zur aktuellen Reliefentwicklung in alpinen Einzugsgebieten, Germany, Munich, 187 pp., 1995.
- 753 Beniston, M., Farinotti, D., Stoffel, M., Andreassen, L. M., Coppola, E., Eckert, N., Fantini, A., Giacona, F., Hauck, C.,
 754 Huss, M., Huwald, H., Lehning, M., López-Moreno, J.-I., Magnusson, J., Marty, C., Morán-Tejeda, E., Morin, S.,
 755 Naaim, M., Provenzale, A., Rabatel, A., Six, D., Stötter, J., Strasser, U., Terzago, S., and Vincent, C.: The European

<https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1512>
 Preprint. Discussion started: 6 February 2023
 © Author(s) 2023. CC BY 4.0 License.



- 756 mountain cryosphere: a review of its current state, trends, and future challenges, *The Cryosphere*, 12, 759–794,
 757 <https://doi.org/10.5194/tc-12-759-2018>, 2018.
- 758 Besl, P. J. and McKay, N. D.: Method for registration of 3-D shapes, in: *Sensor Fusion IV: Control Paradigms and Data*
 759 *Structures*, Boston, MA, Friday 1 November 1991, 586–606, 1992.
- 760 Betz, S., Croce, V., and Becht, M.: Investigating morphodynamics on Little Ice Age lateral moraines in the Italian Alps
 761 using archival aerial photogrammetry and airborne LiDAR data, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 62, 231–247,
 762 <https://doi.org/10.1127/zfg/2019/0629>, 2019.
- 763 Betz-Nutz, S.: Vergleichende photogrammetrische Untersuchungen zu langfristigen Veränderungen der Morphodynamik auf
 764 neuzeitlichen Lateralmoränen ausgewählter Alpengletscher, Dissertation, Universitätsbibliothek Eichstätt-Ingolstadt,
 765 Eichstätt, 2021.
- 766 Betz-Nutz, S., Heckmann, T., Haas, F., and Becht, M.: Development of the morphodynamics on LIA lateral moraines in ten
 767 glacier forefields of the Eastern Alps since the 1950s, *Earth Surf. Dynam. Discuss.* [preprint],
 768 <https://doi.org/10.5194/esurf-2022-24>, in review, 2022, 2022.
- 769 Blair, R. W.: Moraine and Valley Wall Collapse due to Rapid Deglaciation in Mount Cook National Park, New Zealand,
 770 *Mountain Research and Development*, 14, 347, <https://doi.org/10.2307/3673731>, 1994.
- 771 Brugnara, Y., Brunetti, M., Maugeri, M., Nanni, T., and Simolo, C.: High-resolution analysis of daily precipitation trends in
 772 the central Alps over the last century, *Int. J. Climatol.*, 32, 1406–1422, <https://doi.org/10.1002/joc.2363>, 2012.
- 773 Carrivick, J. L., Geilhausen, M., Warburton, J., Dickson, N. E., Carver, S. J., Evans, A. J., and Brown, L. E.: Contemporary
 774 geomorphological activity throughout the proglacial area of an alpine catchment, *Geomorphology*, 188, 83–95,
 775 <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.03.029>, 2013.
- 776 Cavalli, M., Goldin, B., Comiti, F., Brardinoni, F., and Marchi, L.: Assessment of erosion and deposition in steep mountain
 777 basins by differencing sequential digital terrain models, *Geomorphology*, 291, 4–16,
 778 <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.04.009>, 2017.
- 779 Chen, F. and Dudhia, J.: Coupling an Advanced Land Surface–Hydrology Model with the Penn State–NCAR MM5
 780 Modeling System. Part II: preliminary model validation, *Mon. Wea. Rev.*, 129, 569–585, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<0569:CAALSH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<0569:CAALSH>2.0.CO;2), 2001.
- 782 Church, M. and Ryder, J. M.: Paraglacial Sedimentation: A Consideration of Fluvial Processes Conditioned by Glaciation,
 783 *Geol Soc America Bull.*, 83, 3059, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[3059:PSACOF\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[3059:PSACOF]2.0.CO;2), 1972.
- 784 Cody, E., Anderson, B. M., McColl, S. T., Fuller, I. C., and Purdie, H. L.: Paraglacial adjustment of sediment slopes during
 785 and immediately after glacial debuttreasing, *Geomorphology*, 371, 107411,
 786 <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107411>, available at:
 787 <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X20303846>, 2020.
- 788 Conrad, O., Bechtel, B., Bock, M., Dietrich, H., Fischer, E., Gerlitz, L., Wehberg, J., Wichmann, V., and Böhner, J.: System
 789 for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4, *Geoscientific Model Development*, 8, 1991–2007, 2015.

<https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1512>
 Preprint. Discussion started: 6 February 2023
 © Author(s) 2023. CC BY 4.0 License.



- 790 Copernicus: Hillshade derived from EU-DEM version 1.0, [https://land.copernicus.eu/imagery-in-situ/eu-dem/eu-dem-v1-0-](https://land.copernicus.eu/imagery-in-situ/eu-dem/eu-dem-v1-0-and-derived-products/hillshade?tab=metadata)
 791 [and-derived-products/hillshade?tab=metadata](https://land.copernicus.eu/imagery-in-situ/eu-dem/eu-dem-v1-0-and-derived-products/hillshade?tab=metadata), last access: 3 June 2021, 2016.
- 792 Curry, A. M., Cleasby, V., and Zukowskyj, P.: Paraglacial response of steep, sediment-mantled slopes to post-‘Little Ice
 793 Age’ glacier recession in the central Swiss Alps, *J. Quaternary Sci.*, 21, 211–225, <https://doi.org/10.1002/jqs.954>, 2006.
- 794 Curry, A. M.: Paraglacial modification of slope form, *Earth Surf. Process. Landforms*, 24, 1213–1228,
 795 [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(199912\)24:13<1213:AID-ESP32>3.0.CO;2-B](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199912)24:13<1213:AID-ESP32>3.0.CO;2-B), 1999.
- 796 Curry, A. M., Sands, T. B., and Porter, P. R.: Geotechnical controls on a steep lateral moraine undergoing paraglacial slope
 797 adjustment, Geological Society, London, Special Publications, 320, 181–197, <https://doi.org/10.1144/SP320.12>, 2009.
- 798 Deline, P., Gruber, S., Delaloye, R., Fischer, L., Geertsema, M., Giardino, M., Hasler, A., Kirkbride, M., Krautblatter, M.,
 799 Magnin, F., McColl, S., Ravel, L., and Schoeneich, P.: Ice Loss and Slope Stability in High-Mountain Regions, in:
 800 Snow and ice-related hazards, risks, and disasters, edited by: Haerberli, W., Whiteman, C., and Shroder, J. F., Elsevier,
 801 Amsterdam, 521–561, <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-394849-6.00015-9>, 2015.
- 802 Draebing, D. and Eichel, J.: Spatial Controls of Turf-Banked Solifluction Lobes and Their Role for Paraglacial Adjustment
 803 in Glacier Forelands, *Permafrost and Periglacial Processes*, 28, 446–459, <https://doi.org/10.1002/ppp.1930>, 2017.
- 804 Dusik, J.: Die aktuelle Geomorphodynamik auf proglazialen Moränen im Hinteren Kaunertal: Hochaufgelöste Messung und
 805 Modellierung der Prozessdynamik hinsichtlich ihrer lokalen und temporalen Variabilität, Doctoral thesis, Physical
 806 Geography, Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt, Eichstätt, 2019.
- 807 Dusik, J.-M., Neugirg, F., and Haas, F.: Slope Wash, Gully Erosion and Debris Flows on Lateral Moraines in the Upper
 808 Kaunertal, Austria, in: *Geomorphology of proglacial systems: Landform and sediment dynamics in recently deglaciated*
 809 *alpine landscapes*, edited by: Heckmann, T. and Morche, D., Springer International Publishing, Cham, Switzerland, 177–
 810 196, https://doi.org/10.1007/978-3-319-94184-4_11, 2019.
- 811 Eichel, J., Corenblit, D., and Dikau, R.: Conditions for feedbacks between geomorphic and vegetation dynamics on lateral
 812 moraine slopes: a biogeomorphic feedback window, *Earth Surface Processes and Landforms*, 41, 406–419,
 813 <https://doi.org/10.1002/esp.3859>, 2016.
- 814 Eltner, A., Kaiser, A., Castillo, C., Rock, G., Neugirg, F., and Abellán, A.: Image-based surface reconstruction in
 815 geomorphometry – merits, limits and developments, *Earth Surf. Dynam.*, 4, 359–389, [https://doi.org/10.5194/esurf-4-](https://doi.org/10.5194/esurf-4-359-2016)
 816 [359-2016](https://doi.org/10.5194/esurf-4-359-2016), 2016.
- 817 Finsterwalder, S.: Begleitworte zur Karte des Gepatschferners, *Zeitschrift für Gletscherkunde XVI (1/2)*, 20–41, 1928.
- 818 Finsterwalder, S. and Schunck, H.: Die Zunge des Gepatschferners 1886/87, *Zeitschrift des Deutschen und*
 819 *Oesterreichischen Alpenvereins*, Tafel 4, 1888.
- 820 Fleischer, F., Haas, F., Piermattei, L., Pfeiffer, M., Heckmann, T., Altmann, M., Rom, J., Stark, M., Wimmer, H. W., Pfeifer,
 821 N., and Becht, M.: Multi-decadal (1953–2017) rock glacier kinematics analysed by high-resolution topographic data in
 822 the upper Kaunertal, Austria, *The Cryosphere*, 15, 5345–5369, <https://doi.org/10.5194/tc-15-5345-2021>, 2021.

<https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1512>
 Preprint. Discussion started: 6 February 2023
 © Author(s) 2023. CC BY 4.0 License.



- 823 Fryirs, K.: (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem, *Earth Surf.*
 824 *Process. Landforms*, 38, 30–46, <https://doi.org/10.1002/esp.3242>, 2013.
- 825 Fryirs, K. A., Brierley, G. J., Preston, N. J., and Spencer, J.: Catchment-scale (dis)connectivity in sediment flux in the upper
 826 Hunter catchment, New South Wales, Australia, *Geomorphology*, 84, 297–316,
 827 <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.01.044>, 2007.
- 828 Geitner, C.: Sedimentologische und vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an fluvialen Sedimenten in den Hochlagen
 829 des Horlachtales (Stubai Alpen, Tirol): ein Beitrag zur zeitlichen Differenzierung der fluvialen Dynamik im Holozän,
 830 vol. 31 of *Münchener Geographische Abhandlungen A*, Geobuch-Verlag, Diss., München, 1999.
- 831 Geological Survey of Austria: Geological map of Austria, 1:2.000.000, Vienna, 1999.
- 832 Glira, P., Pfeifer, N., Briese, C., and Ressler, C.: A Correspondence Framework for ALS Strip Adjustments based on Variants
 833 of the ICP Algorithm, 275–289, <https://doi.org/10.1127/PFG/2015/0270>, 2015.
- 834 Gomez, C., Hayakawa, Y., and Obanawa, H.: A study of Japanese landscapes using structure from motion derived DSMs
 835 and DEMs based on historical aerial photographs: New opportunities for vegetation monitoring and diachronic
 836 geomorphology, *Geomorphology*, 242, 11–20, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.02.021>, 2015.
- 837 Groß, G. and Patzelt, G.: The Austrian Glacier Inventory for the Little Ice Age Maximum (GI LIA) in ArcGIS (shapefile)
 838 format, 2015.
- 839 Haas, F.: Fluviale Hangprozesse in alpinen Einzugsgebieten der nördlichen Kalkalpen: Quantifizierung und
 840 Modellierungsansätze, Doctoral thesis, Munich, Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt, 2008.
- 841 Haas, F., Heckmann, T., Hilger, L., and Becht, M.: Quantification and Modelling of Debris Flows in the Proglacial Area of
 842 the Gepatschferner/Austria using Ground-based LIDAR, Collins, Adrian L. ; Golosov, Valentin ; Horowitz, Arthur J. ;
 843 Lu, Xixi ; Stone, Mike ; Walling, Des E. ; Zhang, Xinbao (Eds.): *Erosion and Sediment Yields in the Changing*
 844 *Environment: proceedings of an IAHS International Commission on Continental Erosion Symposium, held at the*
 845 *Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS-Chengdu, China, 11-15 October 2012, IAHS publication, 356,*
 846 *293–302, 2012.*
- 847 Haas, F., Heckmann, T., Wichmann, V., and Becht, M.: Quantification and Modeling of Fluvial Bedload Discharge from
 848 Hillslope Channels in two Alpine Catchments (Bavarian Alps, Germany), *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl.*,
 849 55, 147–168, <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2011/0055S3-0056>, 2011.
- 850 Haeblerli, W. and Whiteman, C.: *Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters*, Elsevier, 2021.
- 851 Hagg, W. and Becht, M.: Einflüsse von Niederschlag und Substrat auf die Auslösung von Hangmuren in Beispielgebieten
 852 der Ostalpen, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 79–92, 2000.
- 853 Haselberger, S., Zangerl, U., Scheper, S., Otto, J.-C., Ohler, L.-M., Junker, R. R., and Kraushaar, S.: Catchment-Scale
 854 Stability and Disturbance in Biogeomorphic Succession in an Alpine Glacier Foreland (Kaunertal Valley, Austria),
 855 *SSRN Journal*, <https://doi.org/10.2139/ssrn.4202209>, 2022.

<https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1512>
 Preprint. Discussion started: 6 February 2023
 © Author(s) 2023. CC BY 4.0 License.



- 856 Haselberger, S., Ohler, L.-M., Junker, R. R., Otto, J.-C., Glade, T., and Kraushaar, S.: Quantification of biogeomorphic
 857 interactions between small-scale sediment transport and primary vegetation succession on proglacial slopes of the
 858 Gepatschferner, Austria, *Earth Surf. Process. Landforms*, 46, 1941–1952, <https://doi.org/10.1002/esp.5136>, 2021.
- 859 Heckmann, T. and Morche, D. (Eds.): *Geomorphology of proglacial systems: Landform and sediment dynamics in recently*
 860 *deglaciated alpine landscapes*, *Geography of the Physical Environment*, Springer International Publishing, Cham,
 861 Switzerland, 2019.
- 862 Heckmann, T. and Vericat, D.: Computing spatially distributed sediment delivery ratios: inferring functional sediment
 863 connectivity from repeat high-resolution digital elevation models, *Earth Surf. Process. Landforms*, 43, 1547–1554,
 864 <https://doi.org/10.1002/esp.4334>, 2018.
- 865 Heinimann, H., Hollenstein, K., Kienholz, H., Krummenacher, B., and Mani, P.: *Methoden zur Analyse und Bewertung von*
 866 *Naturgefahren*, 85, *Umwelt-Materialien, BUWAL - Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft*, Bern, 1998.
- 867 Hilger, L.: *Quantification and regionalization of geomorphic processes using spatial models and high-resolution topographic*
 868 *data: A sediment budget of the Upper Kauner Valley, Ötztal Alps*, Doctoral thesis, *Physical Geography*, Catholic
 869 University of Eichstätt-Ingolstadt, Eichstätt, 2017.
- 870 Hock, R., Rasul, G., Adler, C., Cáceres, B., Gruber, S., Hirabayashi, Y.: Jackson, M., Käab, A., Kang, S., Kutuzov, S., and
 871 Milner, A. L.: High Mountain Areas: In: *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* [H.-
 872 O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegria, M.
 873 Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New
 874 York, NY, USA, 131–202, <https://doi.org/10.1017/9781009157964.004>, 2019.
- 875 Hodgson, M. E. and Bresnahan, P.: Accuracy of Airborne Lidar-Derived Elevation, <https://doi.org/10.14358/PERS.70.3.331>,
 876 2004.
- 877 Hong, S. Y., Noh, Y., and Dudhia, J.: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes,
 878 *Mon. Weather Rev.*, 134, 2318–2341, <https://doi.org/10.1175/MWR3199.1>, 2006.
- 879 Huber, A., Heckmann, T., Haas, F., and Becht, M.: DEM-based scaling of bedload sediment yield in low-order torrents of
 880 the Isar catchment, In: *Guidelines for Assessing Sediment Dynamics in Alpine Basins and Channel Reaches: Final*
 881 *Report of the SedAlp Project, Work Package 4. SedAlp*, Vienna; Annex 39-46, 2015.
- 882 Hugenholtz, C. H., Moorman, B. J., Barlow, J., and Wainstein, P. A.: Large-scale moraine deformation at the Athabasca
 883 Glacier, Jasper National Park, Alberta, Canada, *Landslides*, 5, 251–260, <https://doi.org/10.1007/s10346-008-0116-5>,
 884 2008.
- 885 Iacono, M. J., Delamere, J. S., Mlawer, E. J., Shephard, M. W., Clough, S. A., and Collins, W. D.: Radiative forcing by long-
 886 lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models, *J. Geophys. Res.*, 113,
 887 <https://doi.org/10.1029/2008JD009944>, 2008.
- 888 IPCC: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report*
 889 *of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S.

<https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1512>
 Preprint. Discussion started: 6 February 2023
 © Author(s) 2023. CC BY 4.0 License.



- 890 Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K.
 891 Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)), Cambridge University Press. In Press, 2021.
- 892 Jiménez, P. A., Dudhia, J., González-Rouco, J. F., Navarro, J., Montávez, J. P., and García-Bustamante, E.: A Revised
 893 Scheme for the WRF Surface Layer Formulation, *Mon. Wea. Rev.*, 140, 898–918, <https://doi.org/10.1175/mwr-d-11->
 894 00056.1, 2012.
- 895 Kain, J. S.: The Kain–Fritsch Convective Parameterization: An Update, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*,
 896 43, 170–181, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2004\)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2), available at:
 897 https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/43/1/1520-0450_2004_043_0170_tkcpau_2.0.co_2.xml, 2004.
- 898 Klein, G., Vitasse, Y., Rixen, C., Marty, C., and Rebetez, M.: Shorter snow cover duration since 1970 in the Swiss Alps due
 899 to earlier snowmelt more than to later snow onset, *Climatic Change*, 139, 637–649, <https://doi.org/10.1007/s10584-016->
 900 1806-y, 2016.
- 901 Lane, S., Bakker, M., Gabbud, C., Micheletti, N., and Saugy, J.-N.: Sediment export, transient landscape response and
 902 catchment-scale connectivity following rapid climate warming and Alpine glacier recession, *Geomorphology*, 277, 210–
 903 227, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.02.015>, available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.02.015>,
 904 2017.
- 905 Lane, S. N., Westaway, R. M., and Murray Hicks, D.: Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed,
 906 braided river using synoptic remote sensing, *Earth Surf. Process. Landforms*, 28, 249–271,
 907 <https://doi.org/10.1002/esp.483>, 2003.
- 908 Mair, V. and Purtscheller, F.: Exkursion E: Geologie und Petrologie des Ortlerkristallins, *Mitteilungen der Österreichischen*
 909 *Mineralogischen Gesellschaft*, 285–303, 1996.
- 910 Mair, V., Nocker, C., and Tropper, P.: Das Ortler-Campo Kristallin in Südtirol, *Mitteilungen der Österreichischen*
 911 *Mineralogischen Gesellschaft*, 219–240, 2007.
- 912 Mankin, J. S. and Diffenbaugh, N. S.: Influence of temperature and precipitation variability on near-term snow trends, *Clim*
 913 *Dyn*, 45, 1099–1116, <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2357-4>, 2015.
- 914 Mattson, L. E. and Gardner, J. S.: Mass Wasting on Valley-Side Ice-Cored Moraines, Boundary Glacier, Alberta, Canada,
 915 *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 73, 123–128, <https://doi.org/10.1080/04353676.1991.11880337>,
 916 1991.
- 917 Midgley, N. G. and Tonkin, T. N.: Reconstruction of former glacier surface topography from archive oblique aerial images,
 918 *Geomorphology*, 282, 18–26, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.01.008>, 2017.
- 919 Mölg, N. and Bolch, T.: Structure-from-Motion Using Historical Aerial Images to Analyse Changes in Glacier Surface
 920 Elevation, *Remote Sensing*, 9, 1021, <https://doi.org/10.3390/rs9101021>, available at: <https://www.mdpi.com/228032>,
 921 2017.
- 922 Morrison, H., Thompson, G., and Tatarskii, V.: Impact of Cloud Microphysics on the Development of Trailing Stratiform
 923 Precipitation in a Simulated Squall Line: Comparison of One- and Two-Moment Schemes, *Mon. Wea. Rev.*, 137, 991–

<https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1512>
 Preprint. Discussion started: 6 February 2023
 © Author(s) 2023. CC BY 4.0 License.



- 924 1007, <https://doi.org/10.1175/2008MWR2556.1>, available at:
 925 https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwr/137/3/2008mwr2556.1.xml?tab_body=pdf, 2009.
- 926 Nebiker, S., Lack, N., and Deuber, M.: Building Change Detection from Historical Aerial Photographs Using Dense Image
 927 Matching and Object-Based Image Analysis, *Remote Sensing*, 6, 8310–8336, <https://doi.org/10.3390/rs6098310>, 2014.
- 928 Neugirg, F., Kaiser, A., Huber, A., Heckmann, T., Schindewolf, M., Schmidt, J., Becht, M., and Haas, F.: Using terrestrial
 929 LiDAR data to analyse morphodynamics on steep unvegetated slopes driven by different geomorphic processes,
 930 *CATENA*, 142, 269–280, <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.03.021>, 2016.
- 931 Neugirg, F., Kaiser, A., Schmidt, J., Becht, M., and Haas, F.: Quantification, analysis and modelling of soil erosion on steep
 932 slopes using LiDAR and UAV photographs, *Proc. IAHS*, 367, 51–58, 2015a.
- 933 Neugirg, F., Kaiser, A., Schindewolf, M., Becht, M., Schmidt, J., and Haas, F.: Monitoring and modeling slope dynamics in
 934 an Alpine watershed - a combined approach of soil science remote sensing and geomorphology, *Proc. IAHS*, 371, 181–
 935 187, 2015b.
- 936 O'Callaghan, J. F. and Mark, D. M.: The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer vision,*
 937 *graphics, and image processing, Computer vision, graphics, and image processing*, 28, 323–344, 1984.
- 938 Okyay, U., Telling, J., Glennie, C. L., and Dietrich, W. E.: Airborne lidar change detection: An overview of Earth sciences
 939 applications, *Earth-Science Reviews*, 198, 102929, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102929>, 2019.
- 940 Pelletier, J. D. and Orem, C. A.: How do sediment yields from post-wildfire debris-laden flows depend on terrain slope, soil
 941 burn severity class, and drainage basin area? Insights from airborne-LiDAR change detection, *Earth Surf. Process.*
 942 *Landforms*, 39, 1822–1832, <https://doi.org/10.1002/esp.3570>, 2014.
- 943 Pepin, N. C., Arnone, E., Gobiet, A., Haslinger, K., Kotlarski, S., Notarnicola, C., Palazzi, E., Seibert, P., Serafin, S.,
 944 Schöner, W., Terzago, S., Thornton, J. M., Vuille, M., and Adler, C.: Climate Changes and Their Elevational Patterns in
 945 the Mountains of the World, *Reviews of Geophysics*, 60, e2020RG000730, <https://doi.org/10.1029/2020RG000730>,
 946 2022.
- 947 Pfeifer, N., Mandlbürger, G., Otepka, J., and Karel, W.: OPALS – A framework for Airborne Laser Scanning data analysis,
 948 *Computers, Environment and Urban Systems*, 45, 125–136, <https://doi.org/10.1016/j.compenvurbsys.2013.11.002>,
 949 available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.compenvurbsys.2013.11.002>, 2014.
- 950 Piermattei, L., Heckmann, T., Betz-Nutz, S., Altmann, M., Rom, J., Fleischer, F., Stark, M., Haas, F., Ressler, C., Wimmer,
 951 M., Pfeifer, N., and Becht, M.: Evolution of an Alpine proglacial river during seven decades of deglaciation quantified
 952 from photogrammetric and LiDAR digital elevation models, *Earth Surf. Dynam. Discuss.* [preprint],
 953 <https://doi.org/10.5194/esurf-2022-63>, 2022.
- 954 Pulighe, G. and Fava, F.: DEM extraction from archive aerial photos: accuracy assessment in areas of complex topography,
 955 *European Journal of Remote Sensing*, 46, 363–378, <https://doi.org/10.5721/EuJRS20134621>, 2013.
- 956 Rieger, D.: Bewertung der naturräumlichen Rahmenbedingungen für die Entstehung von Hangmuren: Möglichkeiten zur
 957 Modellierung des Murpotentials, vol. 51 of *Münchener Geographische Abhandlungen A, Geobuch, München*, 1999.

<https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1512>
 Preprint. Discussion started: 6 February 2023
 © Author(s) 2023. CC BY 4.0 License.



- 958 Rolstad, C., Haug, T., and Denby, B.: Spatially integrated geodetic glacier mass balance and its uncertainty based on
 959 geostatistical analysis: application to the western Svartisen ice cap, Norway, *J. Glaciol.*, 55, 666–680,
 960 <https://doi.org/10.3189/002214309789470950>, 2009.
- 961 Sass, O., Haas, F., Schimmer, C., Heel, M., Bremer, M., Stöger, F., and Wetzel, K.: Impact of forest fires on geomorphic
 962 processes in the tyrolean limestone alps, *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 94, 117–133,
 963 <https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2012.00452.x>, 2012.
- 964 Schiefer, E. and Gilbert, R.: Reconstructing morphometric change in a proglacial landscape using historical aerial
 965 photography and automated DEM generation, *Geomorphology*, 88, 167–178,
 966 <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.11.003>, 2007.
- 967 Serquet, G., Marty, C., Dulex, J.-P., and Rebetez, M.: Seasonal trends and temperature dependence of the
 968 snowfall/precipitationday ratio in Switzerland, *Geophys. Res. Lett.*, 38, 14–18, <https://doi.org/10.1029/2011GL046976>,
 969 2011.
- 970 Sevara, C., Verhoeven, G., Doneus, M., and Draganits, E.: Surfaces from the Visual Past: Recovering High-Resolution
 971 Terrain Data from Historic Aerial Imagery for Multitemporal Landscape Analysis, *J Archaeol Method Theory*, 25, 611–
 972 642, <https://doi.org/10.1007/s10816-017-9348-9>, available at: [https://link.springer.com/article/10.1007/s10816-017-](https://link.springer.com/article/10.1007/s10816-017-9348-9)
 973 9348-9, 2018.
- 974 Smith, M. W., Carrivick, J. L., and Quincey, D. J.: Structure from motion photogrammetry in physical geography, *Progress*
 975 *in Physical Geography: Earth and Environment*, 40, 247–275, <https://doi.org/10.1177/0309133315615805>, 2016.
- 976 Staindl, A.: *Kurze Geologie von Südtirol*, Weger, Brixen, 2000.
- 977 Stark, M., Rom, J., Haas, F., Piermattei, L., Fleischer, F., Altmann, M., and Becht, M.: Long-term assessment of terrain
 978 changes and calculation of erosion rates in an alpine catchment based on SfM-MVS processing of historical aerial
 979 images. How camera information and processing strategy affect quantitative analysis, *jgeomorphology*,
 980 <https://doi.org/10.1127/jgeomorphology/2022/0755>, 2022.
- 981 Tarolli, P.: High-resolution topography for understanding Earth surface processes: Opportunities and challenges,
 982 *Geomorphology*, 216, 295–312, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.03.008>, 2014.
- 983 Tollmann, A.: *Geologie von Österreich: Die Zentralalpen*, Deuticke, Wien, 1977.
- 984 Vehling, L.: *Gravitative Massenbewegungen an alpinen Felshängen: Quantitative Bedeutung in der Sedimentkaskade*
 985 *proglazialer Geosysteme (Kauertal, Tirol)*, Doctoral thesis, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg,
 986 Erlangen, 2016.
- 987 Veit, H.: *Die Alpen: Geoökologie und Landschaftsentwicklung*, Ulmer, Stuttgart, 2002.
- 988 Wester, T., Wasklewicz, T., and Staley, D.: Functional and structural connectivity within a recently burned drainage basin,
 989 *Geomorphology*, 206, 362–373, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.10.011>, available at:
 990 <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X13005242>, 2014.

<https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1512>
Preprint. Discussion started: 6 February 2023
© Author(s) 2023. CC BY 4.0 License.



991 Zhong, Y., Liu, Q., Westoby, M., Nie, Y., Pellicciotti, F., Zhang, B., Cai, J., Liu, G., Liao, H., and Lu, X.: Intensified
992 paraglacial slope failures due to accelerating downwasting of a temperate glacier in Mt. Gongga, southeastern Tibetan
993 Plateau, *Earth Surf. Dynam.*, 10, 23–42, <https://doi.org/10.5194/esurf-10-23-2022>, 2022.
994

6| Diskussion und Schlussfolgerungen zu den wichtigsten Ergebnissen

6.1 Ziel 1 (Artikel I und II)

Erweiterung des Analysezeitraumes und Verdichtung der Anzahl topographischer Datensätze (bezogen auf die Morphodynamik von LIA-Lateralmoränen)

Um den Untersuchungszeitraum für die quantitative Analyse der geomorphologischen Hangprozesse auf den LIA-Lateralmoränen vor dem Erscheinen der ersten Luftbilder (~1950) bis in die zweite Hälfte des 19. Jahrhunderts zu erweitern, wurden in dieser Arbeit zwei unterschiedliche Vorgehensweisen angewandt. Der erste Ansatz umfasst die Verarbeitung historischer terrestrischer Schrägfoto­grafien, für flächenhafte Analysen (Artikel I), der zweite die Prozessierung historischer Karten, für volumetrische Analysen (Artikel II). Beide Analysen wurden mit den ab Mitte des 20. Jahrhunderts verfügbaren Luftbildern (Prozessierung zu Orthofotos und DGMs/DoDs) und zusätzlich mit den ab der Mitte der 2000er verfügbaren LiDAR-Daten (Prozessierung zu DGMs/DoDs) fortgeführt.

Durch Kartierungsarbeiten auf den einzelnen georeferenzierten historischen terrestrischen Schrägfoto­grafien, konnten sowohl das Abschmelzen des Gletschers, wie bereits von Wiesmann et al. (2012) gezeigt, als auch die Entwicklung der (initialen) Runsensysteme ab dem Jahr 1890 (bis 2020) am Beispiel eines Abschnitts einer LIA-Lateralmoräne im Gletschervorfeld des Gepatschferners quantifiziert werden (Abb. 7 und Artikel I/Abb. 6). Abbildung 7 zeigt, dass der Gepatschferner innerhalb der Testfläche seit dem Ende des LIA (maximale LIA-Ausdehnung 1856 (Nicolussi und Kerschner 2014)) über die Zeitschritte der Jahre 1907, ~1930 und ~1940 hinweg, abgeschmolzen ist. Dabei bestand vermutlich bis ~1940 eine

von Schutt bedeckte Gletscherfläche, die unterhalb an die Testfläche angrenzte. Denn die Analyse des DoD 1970/1953 zeigte, dass der schuttbedeckte Gletscher sogar noch bis 1953 direkt an die definierte Testfläche angrenzte und in den unteren Hangbereichen bis 1983 (Interpretation des 1983/1982 DoD) Toteis vorhanden war. Aufgrund des großen zeitlichen Abstandes von ca. 23 Jahren zwischen den Aufnahmen von 1907 und ~1930 konnte der dokumentierte Gletschervorstoß am Gepatschferner in den Jahren 1920 und 1921 (Nicolussi und Patzelt 2001) in dieser Analyse allerdings nicht nachvollzogen werden. Die terrestrische Schrägfoto-graphie von 1890 zeigt 36 Jahre nach dem maximalen LIA-Vorstoß des Gepatschfernens und damit der vollständigen Vergletscherung der Testfläche das bereits deutlich ausgeprägte initiale Runsensystem. Die vorliegenden Fotografien lassen auf eine entsprechende Genese durch fluviale Erosionsprozesse und Muren schließen. Formen die durch Ereignisse mit größeren Magnituden entstanden sind, sind nicht erkennbar, können aber auch nicht ausgeschlossen werden. Auch außerhalb des initialen Runsensystems sind vereinzelte Erosionsprozesse anzunehmen, die jedoch nicht zur Bildung von erkennbaren Runsen geführt haben. Während die Fläche mit sichtbaren Runsen 1890 einen Anteil von 5,1 % an der Testfläche einnahm, wobei erst 59 % der Fläche vom Gletscher freigelegt waren, stieg dieser Anteil bis 2020 (fast) kontinuierlich auf 47,7 % an. Zwischen 1970 und 1982 ging der Anteil von 43,6 % auf 42,2 % zurück, da zuvor als Runsen kartierte Flächen bis auf die unterliegenden Felsbereiche freilegt wurden, die dann wiederum als geomorphologisch inaktives Gebiet kartiert wurden. Die aktiven Runsensysteme führten auch zu entsprechenden Akkumulationen von Moränenmaterial, das sich direkt am Gletscherrand ablagerte. Dies nahm 1907 einen Flächenanteil von 18,4 %, ~1930 von 23,9 % und ~1940 von 35 % ein und sackte schließlich mit dem abschmelzenden Gletscher (evtl. unter Einfluss von Toteis) ab oder wurde hangabwärts transportiert. Die Flächen, die als geomorphologisch nicht aktiv (eher stabil) definiert wurden, unterlagen ebenfalls größeren Schwankungen. Diese Flächen wurden hauptsächlich durch das Abschmelzen des Gletschers freigelegt. Während dieser Bereich bis 1982 (fast) kontinuierlich zunahm, nahm ihr Anteil bis 2020 wieder ab, so dass der Anteil der aktiven Runsensysteme (47,7 %) und der geomorphologisch inaktiven Flächen (52,3 %) im Jahr 2020 etwa gleich groß sind.

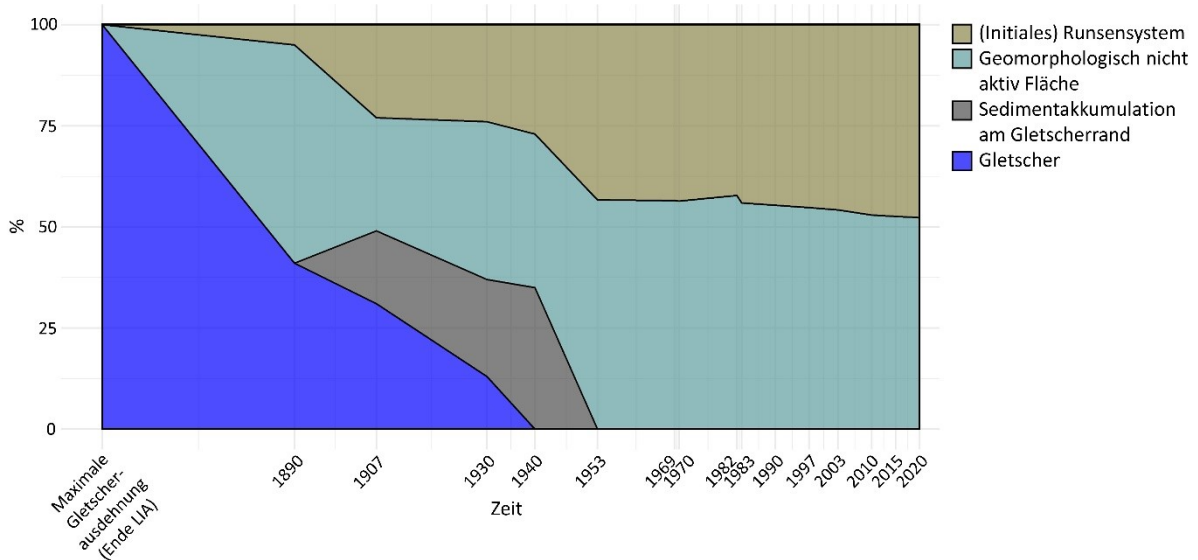


Abbildung 7: Gletscher- und Kartierung der Morphodynamik des untersuchten LIA-Latermoränenabschnitts vom Ende des LIA bis 2020.

Das in Artikel I/Abb. 6 gezeigte (Schwemm-) Diagramm zeigt hierzu, dass sich das bereits 1890 sichtbare initiale Runsensystem aus Flächen entwickelt hat, die zuvor als Gletscher definiert waren. Zwischen 1890 und 1953 nahmen die Flächen der (initialen) Runsensysteme zu und entwickelten sich vor allem aus Flächen, die zuvor als inaktiv kartiert waren. Ebenso bildeten sich Runsen auf zuvor als Moränenschutt definierten Flächen, die am Gletscherrand entstanden und mit zunehmender Gletscherschmelze hangabwärts transportiert wurden. Durch die Rückverlagerung der Anrisskante aufgrund zunehmender Erosion hat sich das Runsensystem von 1953 bis 2020 annähernd kontinuierlich vergrößert, so dass ehemals geomorphologisch inaktive Bereiche als Runsensystem aktiviert wurden. Darüber hinaus ist zu erkennen, dass Teile des aktiven Runsensystems auch wieder als stabil kartiert wurden, was vor allem auf das tiefere Einschneiden und anschließende Freilegen von Felsbereichen innerhalb der LIA-Lateralmoräne zurückzuführen ist. Der Vorteil der Verwendung dieser historischen terrestrischen Fotografien liegt vor allem in der Erweiterung des zeitlichen Analysezeitraums um mehrere Jahrzehnte, da diese bereits seit der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts vorliegen. Darüber hinaus ist die räumliche Auflösung sehr hoch, so dass sehr detaillierte Kartierungen möglich sind. Zu den Nachteilen gehört, dass, sofern nur Einzelbilder vorliegen, nur flächenhafte Auswertungen möglich sind. So können z. B. Toteis beeinflusste oder schuttbedeckte Flächen zu Kartierungsfehlern führen.

Neben der Verwendung historischer terrestrischer Fotografien, wurden zusätzlich historische Karten zu DGMs verarbeitet. Aufgrund ihres frühen Aufnahmedatums erlauben sie

ebenfalls eine Erweiterung des Untersuchungszeitraumes für die geomorphologischen Hangprozesse auf den LIA-Lateralmoränen (Artikel II). Die Analyse des DoD (1953/1922) zeigte jedoch, dass aufgrund der Genauigkeit und Präzision im Gegensatz zu luftbild- oder LiDAR-basierten DGMs bzw. den entsprechenden DoDs keine kleinräumigen geomorphologischen Hangprozesse wie z. B. fluviale Erosion oder Muren detektiert werden konnten. Allerdings gelang es, eine entsprechend größere Rutschung (Erosionsvolumen von $44.995 \text{ m}^3 \pm 9.399 \text{ m}^3$) an der Stirn einer LIA-Lateralmoräne im Gletschervorfeld des Gepatschferners/Münchner Abfahrt zu quantifizieren und so zu interpretieren (Artikel II/Abb. 6, 7 und 9). Mit Hilfe zeitlich nachfolgender DoDs (basierend auf Luftbild DGMs) konnten weitere Rutschungen in den Zeiträumen 1971/1953 ($286.537 \text{ m}^3 (\pm 2.026 \text{ m}^3) / 15.919 \text{ m}^3/\text{Jahr}$) sowie 1983/1971 ($72.720 \text{ m}^3 (\pm 2.448 \text{ m}^3) / 6.060 \text{ m}^3/\text{Jahr}$) nachgewiesen werden. Die Untersuchungsperiode (1953 bis 1971) stellt dabei die größte Rutschung der Stirn der LIA-Lateralmoräne dar (Artikel II/ Abb. 6 bis 9). Die detektierte Rutschungsdynamik ereignete sich insgesamt über einen Zeitraum von 61 Jahren (1922-1983), indem zeitgleich das Abschmelzen des Gletschers im Hangbereich stattfand, was zu einer entsprechenden Hanginstabilität führte. Es ist davon auszugehen, dass es sich bei den Rutschungen, wie bei Cody et al. (2020), um langsame Rutschungen und nicht um plötzliche Ereignisse handelte und dass Toteis an diesen Hangbewegungen beteiligt war. Nach dem Abschmelzen des Gletschers und in Folge von Rutschungsprozessen, kam es im oberen Hangbereich vor allem zu fluvialen Erosionsprozessen und Murgängen, die hauptsächlich auf den Zeitraum zwischen 1983 und 2008 (ab 2006 wurden zudem LiDAR-gestützte DGMs verwendet) festzulegen sind und zu einer starken Eintiefung und entsprechenden Runsenbildung im oberen Hangbereich führten (Artikel II/Abb. 6). Es ist jedoch davon auszugehen, dass diese Prozesse auch in früheren Zeiträumen eine Rolle gespielt haben, aber aufgrund der größeren Rutschungen in den DoDs nicht mehr identifiziert werden können. Zwischen 2008 und 2021 war das Runsensystem kaum aktiv, jedoch wurde in diesem Zeitraum der östliche Hangbereich durch fluviale Erosion, Murgänge und Hangabbrüche abgetragen, was vermutlich auch auf das aktive Gerinnesystem zurückzuführen ist, welches die Erosionsbasis eingetieft hat. Ein Vorteil der Verwendung historischer topographischer Karten besteht darin, dass der Zeitraum der volumetrischen Analyse verlängert werden kann. Allerdings ist die räumliche Auflösung im Vergleich zu historischen terrestrischen Aufnahmen deutlich geringer.

In den Artikeln I und II konnte eine höhere Dichte der Anzahl verwendeter topographischer Datensätze im Vergleich zu früheren Studien erreicht werden (15 Orthofotos über 130 Jahre, bzw. 13 DGMs und 12 DoDs über 99 Jahre). Die hohe zeitliche Auflösung führt

6| Diskussion und Schlussfolgerungen zu den wichtigsten Ergebnissen

dazu, dass einzelne geomorphologische Hangprozesse zeitlich gut eingeordnet werden konnten. Es bleibt jedoch das Problem bestehen, dass sich Erosionsprozesse überlagern und dadurch schwer zu interpretieren, bzw. voneinander zu trennen sind. Vor allem in den älteren Zeiträumen konnten jahrelange bis jahrzehntelange Zeiträume aufgrund fehlender Luftbildserien oder topographischer Karten nicht verkleinert werden.

6.2 Ziel 2 (Artikel II, III und IV)

Analysen zur volumetrischen Berechnung der geomorphologischen Aktivität, prozessuale Unterschiede in den Untersuchungsgebieten und Änderung des Erosionsmusters (bezogen auf die Morphodynamik von LIA-Lateralmoränen)

Analysen zur volumetrischen Berechnung der geomorphologischen Aktivität und prozessuale Unterschiede

Im Allgemeinen zeigen die Testflächen innerhalb der LIA-Lateralmoränen in den aufeinanderfolgenden Zeiträumen von insgesamt mehreren Jahrzehnten eine volumetrische Abnahme der Erosion infolge niedriger geomorphologischer Aktivität. Allerdings sind an einzelnen Testflächen auch eine Zunahme, bzw. ein Verharren der geomorphologischen Aktivität auf einem ähnlichen Niveau festzustellen (Artikel II, III und IV). Artikel IV zeigt die berechneten mittleren jährlichen Erosionsraten der oberen Hangbereiche verschiedener Runsensysteme auf insgesamt zwölf Testflächen, die sich über alle untersuchten Täler erstrecken. In zehn von zwölf Fällen ist eine Abnahme festzustellen (alle Testflächen im Kaunertal und Testfläche MH2 im Martelltal), wobei eine Testfläche eine Zunahme (Testfläche HG1 im Horlachtal) und eine andere Testfläche eine gleichbleibende Aktivität (Testfläche MH1 im Martelltal) beschreibt. Dies bestätigt eindrücklich die Arbeiten von Betz-Nutz (2021) und Betz-Nutz et al. (2023) und zeigt, dass eine grundsätzliche Abnahme der Geomorphodynamik in der Folge der Eisfreiwerdung als pauschale Aussage nicht gültig ist, sondern offenbar andere Einflussfaktoren den Übergang zu stabileren Verhältnissen steuern dürften. Die mittleren jährlichen Erosionsraten für alle Testflächen liegen zwischen 19 und 465 mm in den 1950er bis 1970er Jahren, zwischen 13 und 245 mm in den 1970er Jahren bis Mitte der 2000er Jahre und zwischen 8 und 88 mm ab der Mitte der 2000er Jahre bis 2017/2019 (Artikel IV/Abb. 7). Die Testfläche MH1, bei der die Morphodynamik über die Jahrzehnte gleichgeblieben ist, zeigt eine mittlere jährliche Erosionsrate von 19 mm im Zeitraum 1959 bis 2004/2005 und von 21 mm im Zeitraum 2004/2005 bis 2019. Die Testfläche HG1, bei der die Morphodynamik über die Jahrzehnte zugenommen hat, zeigt eine mittlere jährliche Erosionsrate von 29 mm im Zeitraum 1954 bis 1973, von 47 mm im Zeitraum 1973 bis 2006 und von 88 mm im Zeitraum 2006 bis 2019.

Die großen Unterschiede innerhalb der ermittelten mittleren jährlichen Erosionsraten lassen sich zudem auf prozessuale Unterschiede zurückführen, was durch die Interpretation der ent-

sprechenden DoD erfolgte. So sind die sehr hohen mittleren jährlichen Erosionsraten der Versuchsflächen KG1, KG2, KG4, KG5, MH2 in der ersten Zeitscheibe (v.a. 1950er bis 1970er Jahre bzw. 1959 bis 2006 für MH2) vor allem auf Rutschungen zurückzuführen. Murgänge sowie fluviale lineare Erosion, hangaquatischer Abtrag und nivale Erosionsprozesse dürften ebenfalls eine gewisse Rolle gespielt haben, sind aber aufgrund der Überlagerung mit den Rutschungsprozessen in den DoDs nicht mehr erkennbar. Die Testflächen KG1, KG2, KG4, KG5, MH2 zeigen die gleichen geomorphologischen Hangprozesse mit abnehmenden Erosionsraten in den folgenden Zeiträumen (v.a. 1970 bis 2006 und 2006 bis 2017). Ausgenommen sind jedoch Rutschungsprozesse im zweiten und dritten Zeitraum für KG4, KG5 und MH2 (1970 bis 2006 bzw. 2006 bis 2019 für MH1) sowie für KG1 und KG2 im dritten Zeitraum (2006 bis 2017). Die Untersuchungsflächen KM2 und KW2 zeigen mit abnehmenden Erosionsraten in allen Zeiträumen das Auftreten von Muren, fluvialen Erosionsprozessen, hangaquatischem Abtrag und nivalen Erosionsprozessen. Diese Prozesse zeigen sich auch auf den Testflächen KM1, KW1 und KG3 mit ebenfalls abnehmenden Erosionsraten, wobei eher kleinere Muren interpretiert werden konnten. MH1 zeigt in beiden Zeiträumen (1959 bis 2006 und 2006 bis 2019) vor allem Schneeschurf, Schneegleiten und hangaquatischen Abtrag, wobei nur geringe Erosionsraten ermittelt werden konnten, die zwischen den Zeiträumen zudem auf ähnlichem Niveau blieben. Die Versuchsfläche HG1 zeigt eine Zunahme der mittleren jährlichen Erosionsraten über die Zeiträume, kleinere Murgänge sowie fluviale lineare Erosion, hangaquatischen Abtrag und nivale Erosionsprozesse.

Der Vergleich mit anderen Studien zeigt, dass es generell eine große Variabilität der mittleren jährlichen Erosionsraten über mehrere Jahrzehnte gibt. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die einzelnen Untersuchungen auf unterschiedlichen Methoden und Zeitskalen beruhen und in unterschiedlichen Gletschervorfeldern durchgeführt wurden. Ballantyne und Benn (1994), Curry (1999) und Curry et al. (2006) haben mittlere jährliche Langzeit-Erosionsraten anhand von Volumenschätzungen der Runsen ermittelt, während Betz-Nutz et al. (2023) für die Interpretation und Volumenquantifizierung langfristiger Erosionsraten DoDs verwendeten. Entsprechend reichen die Schätzungen von 50-100 mm/Jahr (max. Schätzungen von 200 mm/Jahr) in Norwegen, Fåbergstølsbreen (Ballantyne und Benn 1994) bis 5,5 bis 169 mm/Jahr in Norwegen, Fåbergstølsbreen, Lodalsbreen und Heillstugubreen (Curry 1999). Curry et al. (2006) zeigen zudem Erosionsraten von 86 bis 151 und 49 bis 103 mm/Jahr (Schweiz, Glacier du Mont Miné und Feegletscher). Betz-Nutz et al. (2023) hingegen zeigen Werte von 2 bis 429 mm/Jahr (hauptsächlich 1950er bis 1970er Jahre), 1 bis 186 mm/Jahr (hauptsächlich

1970er bis 2000er Jahre) und 3 bis 110 (hauptsächlich 2000er bis 2018/2019) für 20 verschiedene Testflächen in den Ostalpen, wobei 13 davon eine Abnahme der Morphodynamik, sechs ein gleichbleibendes Niveau und eines eine Zunahme der Morphodynamik aufweisen. Damit ergibt sich für die vorliegende Arbeit eine gute Übereinstimmung mit den mittleren jährlichen Erosionsraten anderer Studien.

Zusätzlich wird in Artikel III die geomorphologische Aktivität von drei Testflächen innerhalb des Kaunertals, in den Gletschervorfeldern des Gepatsch- und des Weißseeferners, verglichen, um Unterschiede zwischen verschiedenen Moränenstandorten zu ermitteln und so Hinweise zu erhalten, inwieweit z. B. eine unterschiedliche Höhenlage den Abtrag beeinflussen könnte. Zwei Flächen zeigen eine Abnahme und eine Fläche eine Zunahme der Erosion (Artikel III/Abb. 5). Das mittlere jährliche Erosionsvolumen für Testfläche G1 nimmt zwischen 1970 und 2019 um 75 % ab. Das zeigt sich im Rückgang von 4520 m³/Jahr, für den Zeitraum von 1970 bis 2006, auf 1117 m³/Jahr, für den Zeitraum von 2006 bis 2019. Der direkt angrenzende Hang G2 zeigt einen Rückgang von 49 %, wobei das mittlere jährliche Erosionsvolumen von 2629 m³/Jahr (1970-2006) auf 1328 m³/Jahr (2006-2019) abnimmt. Im Gegensatz dazu zeigt die ca. 500 m höher gelegene Testfläche W1 eine Zunahme der mittleren jährlichen geomorphologischen Aktivität (Bruttoerosion) um 54 % von 367 m³/Jahr, für den Zeitraum von 1971 bis 2006, auf 801 m³/Jahr für den Zeitraum von 2006 bis 2019. Der Grund der Zunahme findet sich in einem einzelnen Rutschungsereignis, das sich im letztgenannten Zeitraum über einer ehemaligen größeren Toteisfläche ereignet hat. Letztere ist innerhalb des Zeitraums von 1971 bis 2006 aufgetaut, wodurch der Hang vermutlich entsprechend an Stabilität verloren hat. Es kann vermutet werden, dass das Toteis innerhalb der Lateralmoräne des Weißseeferners aufgrund der höheren Lage (~500 m) gegenüber der Lateralmoräne des Gepatschferners deutlich länger überdauern konnte und das Austauen entsprechend später erfolgte. Zudem könnte das Toteis der Lateralmoräne des Gepatschferners aufgrund der dort vorherrschenden größeren Hanglängen und höheren Hangneigungen gegenüber der Lateralmoräne des Weißseeferners deutlich früher freigelegt worden sein. Die Berechnung der Nettoerosion der Hänge zeigt ebenfalls eine Abnahme über die Zeiträume bei G1 und G2. Bei W1 bleibt die Nettoerosion auf einem ähnlichen Niveau. Diese betragen für G1 zwischen 1970 und 2006 1393 m³/Jahr (Erosionsrate 17 mm) und zwischen 2006 und 2019 207 m³/Jahr (Erosionsrate 3 mm), was einer Abnahme der Nettoerosion um 85 % entspricht. Die Versuchsfläche G2 zeigt Werte von 1719 m³/Jahr zwischen 1970 und 2006 (Erosionsrate 27 mm) und 610 m³/Jahr zwischen 2006 und 2019 (Erosionsrate 9 mm). Dies entspricht einer Abnahme von 65%. W1 hingegen bleibt auf einem ähnlichen Niveau. Die Nettoerosion beträgt 224 m³/Jahr zwischen 1971

und 2006 (Erosionsrate 7 mm) und 218 m³/Jahr zwischen 2006 und 2019 (Erosionsrate 7 mm). Auch dies deutet darauf hin, dass sich der Hang W1 noch in einer instabileren Phase der Anpassung befindet.

Die in Artikel II dargestellte Rutschung im Kaunertal zeigt neben einer anfänglich kleineren Rutschung (1922 bis 1953) in den Folgeperioden (v.a. 1953 bis 1971, aber auch 1971 bis 1983) eine Rutschung mit einer sehr hohen Magnitude, bevor es letztendlich zu einer deutlichen Abnahme der mittleren jährlichen Erosionsvolumina mit einer Dominanz geomorphologischer Prozesse mit kleinerer Magnitude kommt (Artikel II/Abb. 6, 7 und 9). Insgesamt beträgt das Erosionsvolumen über den gesamten untersuchten Zeitraum ca. 486.000 m³, wobei hier auch austauendes Toteis in die Volumenberechnung mit eingeflossen sein dürfte, das aber aufgrund der großen Massenbewegungen und der Ähnlichkeit der flächenhaften Muster in den DoDs nicht bestimmt werden konnte. Über den gesamten Zeitraum ist eine deutlich veränderte Morphodynamik feststellbar, was sicherlich auf systeminterne Veränderungen zurückgeführt werden kann. So kann davon ausgegangen werden, dass die bereits existierende starke Verteilung des Hanges als Folge der glazialen Beeinflussung in Verbindung mit noch existierendem Toteis im Untergrund und einem noch „stützenden“ Gletscher an der Basis, den Hang in einem eher stabilen Zustand hielt. Auf diese eher stabile Phase mit einer geringeren Hangdynamik folgte eine deutliche Destabilisierung, vermutlich als Folge des schnell abschmelzenden Gletschers und unter Beeinflussung von austauendem Toteis. Folge daraus ist die Dominanz größerer Rutschungen durch die der Hang in weiten Teilen „kollabierte“. Die darauffolgenden Prozesse mit niedriger Magnitude, darunter fluviale Erosionsprozesse, Murgänge oder kleinere Rutschungen, sowie die eher linearen Abtragsmuster deuten darauf hin, dass der Hang dann in eine neue und stabilere Phase übergegangen ist oder in einen stabileren Systemzustand versetzt wurde und auch der Einfluss von Toteis stark abgenommen haben muss, da andernfalls insbesondere flächige Abtragsformen zu identifizieren sein müssten. Die neun untersuchten Zeiträume nach den Rutschungen ab 1983, zeigen damit ein insgesamt stark differenziertes Verhalten, da sowohl Ab- als auch Zunahmen der geomorphologischen Aktivität bis 2021 auftraten (Artikel II/Abb. 7). Dies steht damit eher im Widerspruch mit dem Modellkonzept der paraglazialen Anpassung (Ballantyne 2002a), das davon ausgeht, dass die Hänge nach Eisfreiwerdung eine sehr hohe Dynamik aufweisen, die dann sukzessive über längere Zeiträume „auslaufen“. Das vorliegende Beispiel ist darüber hinaus ein wichtiger Hinweis dafür, dass die Anpassung nicht kontinuierlich verläuft, sondern offenbar in „Sprüngen“ erfolgen kann. Diese sind durch die Dominanz verschiedener geomorphologischer Prozesse gekenn-

zeichnet, wobei vor allem gravitative Hangprozesse wie großflächige Rutschungen eine wichtige Rolle spielen. Weitere Rutschungen innerhalb proglazialer Bereiche mit Ähnlichkeiten aber auch Unterschieden werden z. B. von Hugenholtz et al. (2008), Mattson und Gardner (1991), Stoffel und Huggel (2012), Emmer et al. (2020) und Cody et al. (2020) dargestellt. Die von Hugenholtz et al. (2008) dargestellte Rutschung (im Gletschervorfeld des Athabasca-Gletschers in Alberta, Kanada) mit einem Volumen von ca. 900.000 m³ (berechnet zwischen den Jahren 1967 und 2006) hat gegenüber der hier beschriebenen größten Teilrutschung (zwischen 1953 und 1971) eine geringere Breite, aber eine doppelt so große vertikale und horizontale Verschiebung und mit 286.537 (± 2.026) m³ etwa ein Drittel des Volumens. Summiert man jedoch die gesamten Hangbewegungen aller geomorphologischen Prozesse über den gesamten Untersuchungszeitraum von 99 Jahren, so erhält man mit ~ 486.000 m³ etwa die Hälfte. Eine Ähnlichkeit besteht darin, dass beide Hauptphasen der Rutschungsdynamik mit der Gletscherschmelze in Verbindung gebracht werden können. Zusätzlich kann bei Hugenholtz et al. (2008) ebenfalls der Einfluss von Toteis nicht ausgeschlossen werden. Die von Stoffel und Huggel (2012) dargestellte Rutschung von 2009 (im Gletschervorfeld des Unteren Grindelwaldgletschers in der Schweiz) zeigt mit ca. 300.000 m³ ein ähnliches Volumen wie die hier vorgestellte größte Teilrutschung zwischen 1953 und 1971. Emmer et al. (2020) zeigen ebenfalls 25 Rutschungen (im Gletschervorfeld des Kinzl-Gletschers in Peru) mit einem berechneten Volumen von ca. 1.000.000 m³, die direkt oder indirekt auf das Abschmelzen des Gletschers zurückgeführt werden können. Kleinere Rutschungen werden dagegen von Mattson und Gardner (1991) beschrieben, die in den Jahren 1984 und 1985 insgesamt 25 Rutschungen, vor allem nach stärkeren Regenfällen, registrierten (im Gletschervorfeld des Boundary-Gletschers in Alberta, Kanada). Das geschätzte Gesamtvolumen aller Ereignisse beträgt 35.059 m³, wobei die Ereignisse eine sehr große Spannweite aufweisen (1 bis 7.500 m³). Cody et al. (2020) zeigten Hangbewegungen (im Gletschervorfeld des Fox Gletschers in Neuseeland) zwischen 2014 und 2018 unter Verwendung von zeitlich hochaufgelösten täglichen Timelapse-Fotos und Pixeltracking. Diese langsamen Hangbewegungen sind direkt auf die Gletscherschmelze zurückzuführen, wobei Regenfälle zusätzliche Sedimentbewegungen auslösten.

Analyse des Erosionsmusters, bzw. des Erosionsverhaltens

Im Folgenden werden die Veränderungen des räumlichen Erosionsverhaltens geomorphologisch aktiver Runsensysteme auf LIA-Lateralmoränen dargestellt und diskutiert (Artikel IV/Abb. 5 und 6). Dieser wurde auf insgesamt zwölf Testflächen in drei Tälern (Horlachtal (1), Kaunertal (9) und Martelltal (2)) durchgeführt. Hierbei zeigten sich für alle Testflächen über alle Zeiträume hinweg positive Zusammenhänge zwischen den Sedimentausträgen und den entsprechenden Einzugsgebietsgrößen, welche Potenzgesetzen folgen. Bei einem angenommenen Signifikanzniveau von 95 % ($p\text{-Wert} < 0,05$) konnte in 92 % der Fälle eine statistische Signifikanz festgestellt werden. Daraus ergibt sich, dass der Sedimentaustrag mit zunehmender Einzugsgebietsgröße ansteigt. Das Ergebnis zeigt analog zur bisherig vorgestellten Dynamik in zehn von zwölf Fällen (Testflächen KG1-KG5, KM1, KM2, KW1, KW2) über die Zeiträume hinweg sowohl eine Abnahme des Sedimentaustrags im Volumen, als auch eine Abnahme der Steigung der Regressionsgeraden, was zusätzlich einer Abnahme des Sedimentaustrags über die einzelnen Flächen hinweg entspricht. Auf den verbliebenen zwei Testflächen ist ein anderes Verhalten zu beobachten, da einerseits eine Zunahme (HG1) und andererseits ein ähnliches Niveau (MH1) des Sedimentaustrags sichtbar ist. Innerhalb der zehn Testflächen mit abnehmendem Sedimentaustrag, lässt sich anhand der Regressionsgeraden ein unterschiedliches Erosionsverhalten erkennen, wonach sich zwei Gruppen identifizieren lassen. Die Testflächen KG3, KG4, KM1, KM2 und KW2 zeigen über die Zeiträume hinweg eine Abnahme des Sedimentaustrags mit Steigungen nahe dem Wert 1. Das bedeutet, dass sich zwar der Sedimentaustrag verringert, die Beziehung, d.h. das Verhältnis zwischen Sedimentaustrag und Einzugsgebietsgröße, sich aber kaum ändert und somit über die Zeiträume konstant bleibt. Im Gegensatz dazu zeigen die Testflächen KG1, KG2, KG5, KW1 und MH2 ein deutlich differenzierteres Bild. Während im ersten Untersuchungszeitraum (Kaunertal 1953 bis 1970/1971, Martelltal 1959 bis 2006) noch ein polynomiales Verhalten mit Steigungen der Regressionsgeraden von Werten größer 1 bis max. 1,5 zu beobachten ist, nähern sich die Steigungen der Regressionsgeraden in den nachfolgenden Untersuchungszeiträumen Steigungswerten nahe 1 an. Dementsprechend gleichen sich die Modellergebnisse der Gruppen über die Zeiträume an. Im zweiten und dritten Zeitraum treten auch vermehrt Steigungswerte unter 1 auf, die auf inaktive (inselartige) Flächen innerhalb der Erosionszonen zurückzuführen sind, was anhand der DoDs interpretiert werden konnte und auf eine allmähliche Stabilisierung der Hänge hindeuten könnte. Zusammenfassend konnte einerseits die Veränderung der Höhe des Sedimentaustrags und andererseits die Variabilität des Erosionsverhaltens innerhalb der Fläche und damit das räumliche Muster beschrieben werden. Letztere Entwicklung kann für die

erste Gruppe von Testflächen als gleichmäßig über die Zeiträume interpretiert werden. In der zweiten Gruppe konnte eine deutlich höhere Variabilität für den ersten Zeitraum in Richtung eines einheitlichen Erosionsmusters in den Folgezeiträumen nachgewiesen werden.

Die Ergebnisse von Dusik et al. (2019), die den SCA-Ansatz ebenfalls auf einer Testfläche der LIA-Lateralmoräne des Gepatschferners, jedoch über deutlich kürzere Zeiträume angewendet haben, zeigen generell höhere Steigungen der Regressionsgeraden mit einem Median von 1,3 (bei 100 Regressionsgeraden) im Vergleich zur Testfläche KG2 dieser Arbeit, die etwa dem gleichen Hangabschnitt entspricht, mit einer Steigung von 0,96 (Median). Die Unterschiede sind wahrscheinlich auf saisonale Schwankungen zurückzuführen, da Dusik et al. (2019) einen Analysezeitraum von mehreren Monaten zwischen 2013 und 2014 wählten, während in der vorliegenden Arbeit ein Zeitraum von mehreren Jahren zwischen 2006 und 2019 dargestellt wird, aus dem sich verlässlichere mittlere jährliche Abtragsraten ableiten lassen. Die anderen Analysezeiträume in dieser Arbeit weisen Steigungswerte von 1,02 (von 1970 bis 2006) und 1,5 (von 1953 bis 1970) auf. Ein weiterer Unterschied besteht darin, dass in der vorliegenden Arbeit nur der obere Bereich des Hanges als Untersuchungsfläche gewählt wurde, während in Dusik et al. (2019) der gesamte Hang untersucht wurde und somit auch Ablagerungsräume in die Analyse einbezogen wurden. Generell sind auch hier deutlich höhere Steigungen der Regressionsgeraden der Testflächen sowohl auf den Testflächen der LIA-Lateralmoräne des Gepatsch- als auch des Weißseeferners über einen Untersuchungszeitraum von mehreren Monaten im Vergleich zu den langjährigen bis jahrzehntelangen Mittelwerten dieser Arbeit zu erkennen. Dies ist vermutlich darauf zurückzuführen, dass bei Untersuchungszeiträumen von mehreren Monaten die Variabilität des Erosionsmusters deutlich höher ist als bei Untersuchungen, die auf mehreren Jahren beruhen. Darüber hinaus haben vor allem Einzelereignisse mit höheren Abträgen einen überproportionalen Einfluss auf die Berechnungen.

Aufbauend auf den Ergebnissen dieser Arbeit wurde in Artikel IV das „Sedimentaktivitätskonzept“ (Artikel IV/Abb. 15 und Tab. 6) vorgestellt. Es beschreibt ein konzeptionelles Modell, das die langfristige Entwicklung (1953 bis 2019) geomorphologisch aktiver Runsen-systeme vereinfacht zusammenfasst. Damit steht neben theoretischen Modellen (Church und Ryder 1972; Ballantyne 2002a, 2002b) nun ein Modell zur Verfügung, welches auf Berechnungen geomorphologisch aktiver Flächen basiert. Im vorliegenden Modell wird jedoch nur der Zeitraum von der Gegenwart bis zur Mitte des 20. Jahrhunderts berücksichtigt.

6.3 Ziel 3 (Artikel I, II, III und IV)

Hinzunahme der räumlichen Ausstattung der Testflächen und Implementierung des klimatischen Forcings (bezogen auf die Morphodynamik von LIA-Lateralmoränen)

Hinzunahme der räumlichen Ausstattung der Testflächen

Anhand der in Artikel III und IV untersuchten Testflächen soll der Einfluss einzelner Eigenschaften der Hänge hinsichtlich der Morphodynamik eingeordnet werden. In Artikel III zeigt sich, dass Erosionsflächen mit höheren mittleren und maximalen Hangneigungen sowie größeren Hanglängen eine höhere geomorphologische Aktivität aufweisen, was auch von Ballantyne und Benn (1994), Curry und Ballantyne (1999), Curry et al. (2006) und Betz-Nutz et al. (2023) gezeigt wurde. Eine höhere Lage (z. B. Testfläche W1 ca. 500 m höher als G1 und G2) führt beispielsweise zu einer kürzeren morphodynamisch aktiven Zeit im Jahr (Curry et al. 2006), was sich auf eine geringere Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Erosionsprozessen auswirken könnte (Artikel III). Artikel IV zeigt ähnliche Ergebnisse, da die Testflächen mit dem höchsten mittleren jährlichen Sedimentabtrag $>100 \text{ m}^3$ (wie KG1, KG2, KG4, KG5, MH2, KM2 und KW2) im Gegensatz zu den Flächen mit geringerem mittleren jährlichen Sedimentabtrag $<100 \text{ m}^3$ (KW1, KG3, HG1, KM1, MH1) ebenso durch größere Hanglängen und höhere mittlere und maximale Hangneigungen gekennzeichnet sind. Zusätzlich weisen diese Flächen auch eine stärker sichtbare Runsenbildung auf.

Der Zeitpunkt der Eisfreiwerdung der Testflächen scheint weniger Einfluss auf die Höhe der Morphodynamik zu haben, wie bereits Betz-Nutz et al. (2023) zeigten. Dass die länger eisfreien (vorderen) Flächen eine geringere Morphodynamik aufweisen, konnte in Artikel IV für das Gletschervorfeld des Gepatschferners/Münchner Abfahrt (2 Testflächen), den Hohenferner (2 Testflächen), den Weißseeferner (2 Testflächen), nicht aber für das Gletschervorfeld des Gepatschferners (5 Testflächen) gezeigt werden. Allerdings zeichnen sich die jeweils kürzer eisfreien (hinteren) Testflächen der jeweiligen Gletschervorfelder durch größere Hanglängen und höhere Hangneigungen aus, was einen stärkeren Einfluss zu haben scheint. Zudem zeigt die, mit Abstand am längsten eisfreie Testfläche HG1 (159 Jahre) über die letzten Jahrzehnte eine Zunahme der geomorphologischen Aktivität. Allerdings wird hierbei der ansteigende Trend vermutlich durch zusätzliche externe Einflüsse bestimmt (Eintiefung der Erosionsbasis durch eine entsprechende Gerinneaktivität), die offenbar die Zunahme begünstigt.

Zudem ist der Längenverlust der Gletscher auch mit einem gleichzeitigen Verlust der Gletschermächtigkeit verbunden, so dass sich die in dieser Arbeit gewählten, teilweise recht kurzen Testflächen, in ihrer zeitlichen Eisfreiwerdung nicht sehr stark voneinander unterscheiden. Bei der Analyse der DoDs zeigt sich jedoch, dass die Testflächen (der Artikel III und IV), in denen der untere Hangbereich noch über Jahrzehnte (bis max. 2006) von schmelzendem Toteis geprägt war (G2/KG2, KM2, KW2, MH2) und in denen in den früheren Zeiträumen noch schmelzende Gletscher vorhanden waren (KG4, KG5), mit höheren Erosionsraten (außer G1/KG1) verbunden sind als die übrigen Testflächen. Dies bestätigt die Aussagen, dass Toteis eine nicht unerhebliche Rolle bei der Betrachtung der Hangdynamik in ehemals vergletscherten Gebieten spielt.

Entwicklung der Vegetation

Die Analyse der digitalisierten historischen terrestrischen Fotografien mittels digitalem Monoplotting (1890 bis ~1940) sowie der darauffolgenden digitalisierten historischen und aktuellen Luftbilder (1953 bis 2020) in Artikel I, ermöglichte neben der Analyse der Morphodynamik (Abb. 9; Artikel I, Abb. 5, 6, 9 und Anhang E) auch die Analyse der jahrzehntelangen Entwicklung der Vegetation und anderer Landbedeckungstypen (Abb. 9; Artikel I, Abb. 7, 8, 9 und Anhang E).

Das aktive Runsensystem ist vor allem durch Schutt geprägt, dessen Anteil jedoch zwischen 1890 und 1953 stark abnahm, da Schuttgemeinschaften (Vegetation <60 %), alpiner Rasen und Zwergsträucher zunahmen (Abb. 9a). Parallel dazu nahmen auch die Schuttgemeinschaften zwischen 1907 und 1940 ab, bevor sie sich bis 1990 wieder deutlich ausbreiteten. Der alpine Rasen und die Zwergsträucher nahmen vor allem zwischen 1907 und 1953 zu und dann bis 1990 wieder leicht ab. Zwischen 1990 und 2003 kam es erneut zu einer sehr starken Ausbreitung von Schutt, wobei Schuttgemeinschaften, alpiner Rasen und Zwergsträucher stark zurückgedrängt wurden.

Außerhalb der aktiven Runsensysteme (Abb. 9b) konnten deutlich höhere Anteile der kartierten Vegetationstypen festgestellt werden. Die Schuttflächen nahmen im Zeitraum von 1890 bis 1907 deutlich ab und blieben bis zum Jahr 2020 mit Schwankungen unter 20 %. Die Anteile der Schuttgesellschaften haben von 1890 bis 1907 deutlich zugenommen, die dann bis zum Jahr 2020 - mit Schwankungen - wieder stark abgenommen haben. Auch die Flächen des alpinen Rasens haben von 1890-1940 deutlich zugenommen, danach mit Schwankungen bis 2020 aber wieder abgenommen. Auch die Fläche der Zwergsträucher hat zwischen 1890 und

2020 (fast) kontinuierlich zugenommen, mit dem höchsten Anteil im Jahr 1990. Darüber hinaus ist zu erkennen, dass aus dem LIA-Lateralmoränenabschnitt (fast) kontinuierlich Felsflächen herauspräpariert und teilweise wieder überschüttet werden.

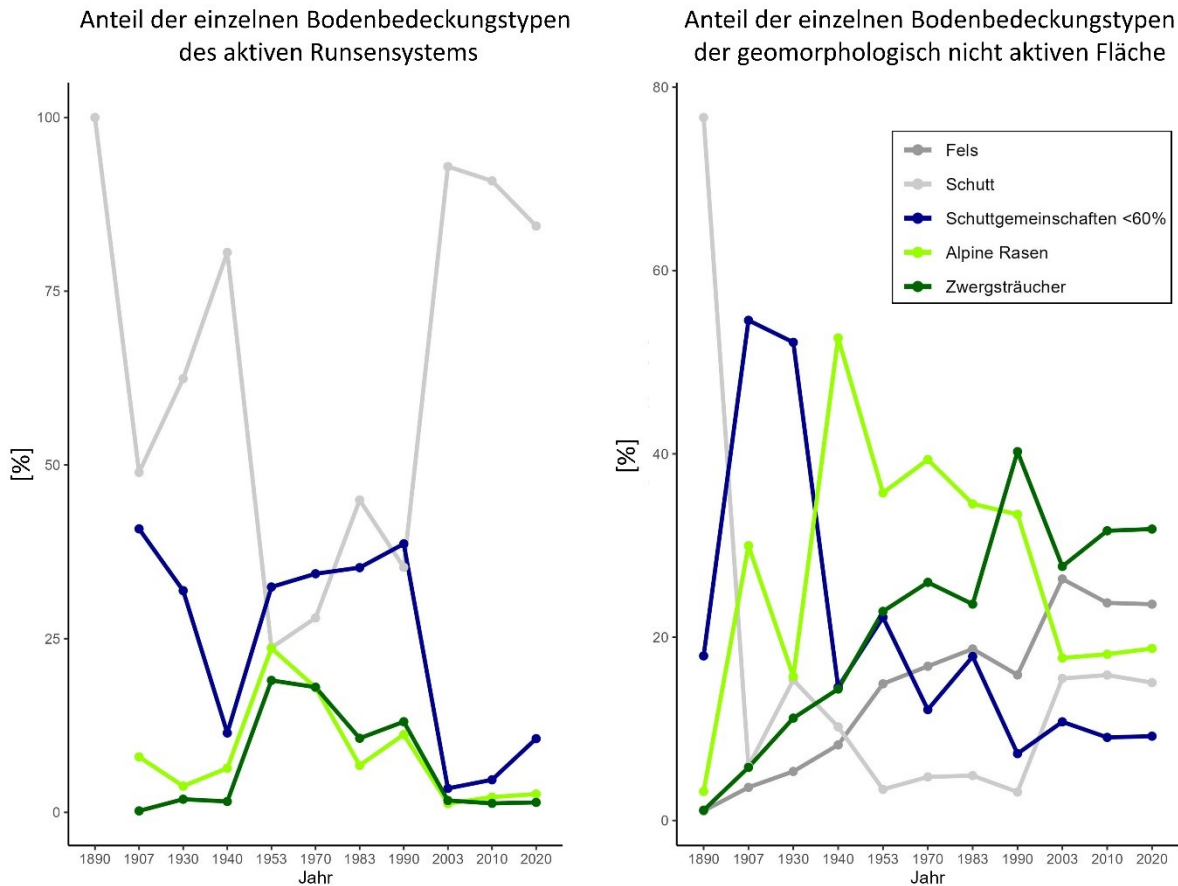


Abbildung 8: Räumliche Langzeitentwicklung (1890 bis 2020) der verschiedenen Landbedeckungstypen des untersuchten LIA-Lateralmoränenabschnitts (Gletschervorfeld des Gepatschferners/Kaunertal; Artikel I) sowohl (a) innerhalb als auch (b) außerhalb der aktiven Runsensysteme (Grafik: Katharina Ramskogler).

Inwieweit hier geomorphologische Hangprozesse innerhalb des aktiven Runsensystems die Vegetationsentwicklung beeinflussen können, kann anhand des folgenden Beispiels gezeigt werden (Abb. 10). Das im DoD dargestellte großflächige Erosionsereignis innerhalb des aktiven Runsensystems (schwarz umrandete Fläche) zwischen 1990 und 2003, erklärt die starke Ausdehnung des Schutts bei gleichzeitiger Verdrängung der Vegetationstypen (Schuttgemeinschaften, alpiner Rasen und Zwergsträucher). Zwischen 2003 und 2020 nehmen dann die Schuttflächen wieder ab, da Schuttgemeinschaften und alpiner Rasen zunehmen, wenn auch auf niedrigem Niveau, was zeigt, dass sich die Vegetation allmählich wieder ausbreitet. Die Zwergsträucher blieben jedoch in diesem Zeitraum auf ähnlichem Niveau. Vermutlich wurden sie durch die Prozessdynamik gestört, konnten aber weiter existieren.

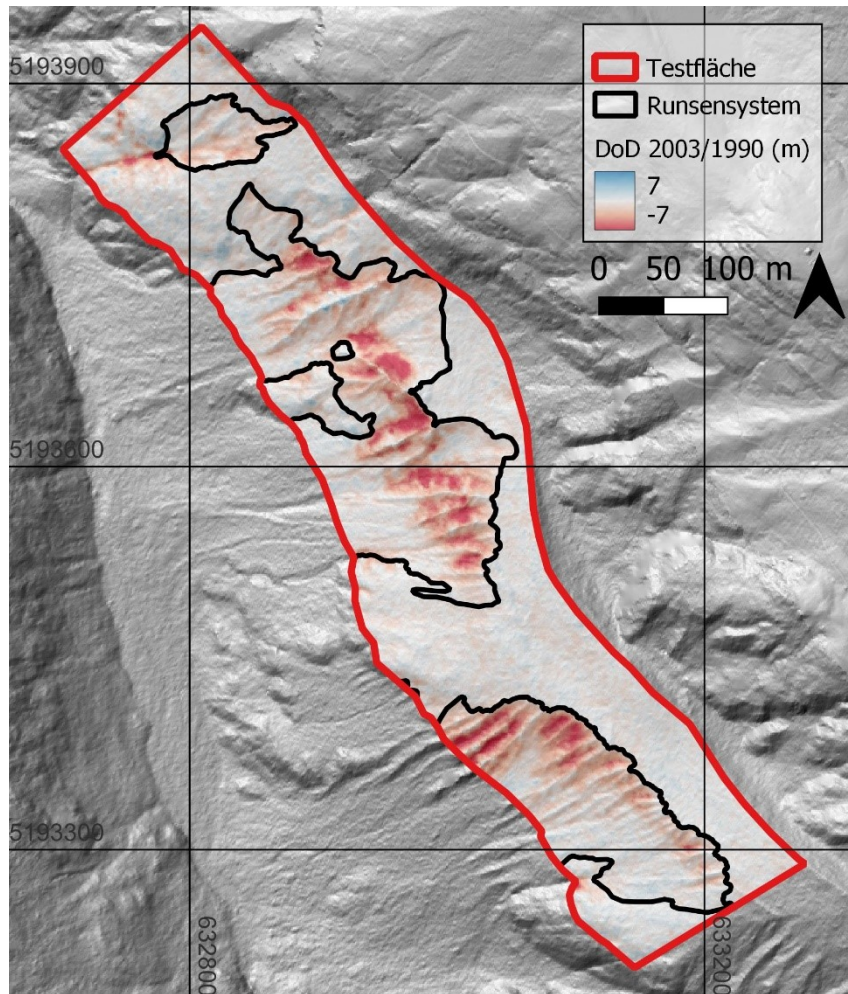


Abbildung 9: Großflächige Erosion in den Jahren 1990 bis 2003.

Es ist davon auszugehen, dass in diesem Beispiel die Vegetation sowohl als Folge als auch als Ursache der Hangstabilisierung angesehen werden kann, wie auch von Eichel et al. (2016), Gurnell et al. (2016), Haselberger et al. (2021) und Haselberger et al. (2022) gezeigt wurde. Die in den geomorphologisch inaktiven Bereichen bereits angesiedelte Vegetation zeigt über die Zeit hinweg eine gewisse Schutzwirkung gegenüber Erosionsprozessen. Es zeigt sich aber auch, dass Erosionsereignisse im aktiven Runsensystem die aufkommende Vegetation wieder verdrängen können. Auch wenn dies nicht direkt nachgewiesen werden kann, da die Zeiträume zwischen den zwei Luftbilddatensätzen zu groß sind, um einzelne größere Erosionsereignisse (z. B. Murgänge) oder Akkumulationsprozesse (z. B. Zuschütten der Runsen durch nivale Prozesse) eindeutig zu erkennen, lassen die Vegetationsveränderungen vermuten, dass die Veränderungen durch einzelne größere Ereignisse verursacht worden sein könnten. Eine dauerhafte Etablierung der Vegetation ist daher vermutlich erst nach einer gewissen geomorphologischen Stabilisierung oder bei einer entsprechend geringeren Frequenz solcher größeren Ereignisse möglich. Dies scheint im vorliegenden Beispiel noch nicht der Fall zu sein.

Wie bereits erwähnt, ist zu erkennen, dass sich die geomorphologisch aktiven Runsen-systeme (fast) kontinuierlich vergrößern. Dies hat auch zur Folge, dass die vegetationsbedeckten, geomorphologisch inaktiven Bereiche durch rückschreitende Erosion der Anrisskante erodiert werden. Dies wiederum führt dazu, dass sich die hydrologischen und sedimentliefernden Einzugsgebiete der Runsen vergrößern und entsprechende Rückkopplungseffekte auf die Vegetation haben können. Im Gegensatz zu den Arbeiten von Hohensinner et al. (2021) zeigt sich, dass die Verwendung historischer terrestrischer Fotografien eine deutlich höhere räumliche Auflösung der Vegetationsveränderung als historische Karten erlaubt, wenngleich nur kleinere Flächen analysiert werden können. Historische Karten erlauben hingegen auch großflächigere Analysen.

Vergleicht man die Vegetationskartierungen der einzelnen Testflächen G1, G2 und W1 (Gletschervorfelder Gepatsch- und Weißseeferner) auf Basis des Orthofotos von 2015, zeigt sich, dass die ca. 500 m höher gelegene Testfläche W1, im Vergleich zu den Testflächen G1 und G2, eine deutlich geringere Vegetationsentwicklung aufweist, was vermutlich auf die kürzere Vegetationsperiode zurückzuführen ist. So sind Schutt- und Schuttgemeinschaften auf W1 mit 93,7 % deutlich stärker ausgeprägt als auf den Flächen G1 (77 %) und G2 (70,5 %), auf denen sich aufgrund der niedrigeren Höhenlage zusätzlich Büsche, Zwergstrauchreiches Grünland, Zwergsträucher und kleinere Bäume etablieren konnten (Artikel III/Abb. 7). Aufgrund des Anstiegs der Jahresmitteltemperatur ist zudem davon auszugehen, dass insbesondere auf der ca. 500 m höher gelegenen Testfläche W1 die (noch) geringen Vegetationsanteile zukünftig stärker ausgedehnt werden, es also zu einem sukzessiven Anstieg der Vegetationszonen kommen dürfte.

Hydrologische Veränderungen

Die Auswertung der Datenreihe an der Pegelstation Fagge im Kaunertal (Station Gepatschalm) zeigt eine statistisch signifikante Zunahme des Abflusses im Zeitraum 1977 bis 2019 mit einer jährlichen Zunahme von 0,35 m³/s (Artikel III, Abb. 10a). Die Analyse bezieht sich auf die maximalen stündlichen Abflusswerte (m³/s), wobei eine 15-minütige Auflösung der Datenreihe vorlag. Diese Zunahme ist größtenteils auf Schmelzwasserabflüsse der Gletscher wie dem Gepatschferner und dem Weißseeferner zurückzuführen. In diesen 43 Jahren hat der mittlere jährliche Abfluss entsprechend um insgesamt 15,05 m³/s zugenommen. Darüber hinaus ist eine Zunahme der größeren Abflussereignisse zu beobachten. So hat im Vergleich der Zeiträume 1977 bis 2006 und 2006 bis 2019, der Anteil der Abflussereignisse mit mehr als 30 m³/s um 22,6 % zugenommen, wobei die höchsten Abflüsse in den Monaten Mai

bis September, insbesondere aber Juni bis August erreicht wurden (Artikel III, Abb. 10b). Es ist davon auszugehen, dass die frühe und starke Ausaperung der Gletscheroberfläche und damit die Freilegung von Blankeisflächen auf dem Gletscher zu entsprechenden Abflussänderungen geführt hat, da keine Zunahme von Niederschlägen und Starkniederschlagsereignissen festgestellt werden konnte. Darauf aufbauend haben DoD-Analysen gezeigt, dass die Veränderung des Abflusses durchaus Auswirkungen auf die Erosions- und die entsprechenden Akkumulationsflächen in den Gletschervorfeldern haben. Dies konnte an mehreren Beispielen nachgewiesen werden (Artikel II, III und IV). Zum einen wurden entsprechende Akkumulationsflächen durch den angrenzenden Fluss durch seitliche Unterspülung erodiert, was für die Flächen G1, G2 und W1 beobachtet werden konnte (Artikel III, Abb. 5; zwischen 2006 und 2019). Darüber hinaus konnte gezeigt werden, dass die geomorphologische Aktivität innerhalb des Gerinnes eine Verflachung im unteren Bereich des Hangs unterbindet, was dann Auswirkungen auf die Hanglänge hat und letztendlich verhindert, dass die Erosionsbasis verlandet. Die Folge scheint eine Förderung von Erosionsprozessen zu sein, wobei entsprechende Akkumulationskörper fehlten (Artikel II, Abb. 6, zwischen 1997 und 2003 und 2008 bis 2021; Artikel IV, 14, Testfläche HG1, v.a. 1973 bis 2019 – ohne vorhandene Abflussmessung). Beide Phänomene sind eher in den jüngeren Untersuchungszeiträumen aufgetreten, vor allem ab 2006 (Artikel III, Abb. 5) und 2008 (Artikel II, Abb. 6), aber auch zwischen 1997 und 2003 (Artikel II, Abb. 6) sowie ab 1973 (Artikel IV, Abb. 14). Diese Phänomene sind wahrscheinlich auf eine Kombination von starken Niederschlagsereignissen und dem inzwischen höheren Anteil von Gletscherschmelzwasser am Gesamtabfluss in den Sommermonaten zurückzuführen.

Implementierung des klimatischen Forcings

Für weitere Analysen wurden Wetter- und Klimadaten ausgewertet. Vorab ist jedoch zu erwähnen, dass sich die analysierten Wetter- und Klimaperioden auf vordefinierte Untersuchungszeiträume der publizierten Artikel beziehen, die je nach Verfügbarkeit und Qualität der DGMS und Orthofotos ausgewählt wurden. Daraus ergeben sich Unterschiede in der Länge der einzelnen Zeiträume. Um diese auszugleichen, wurden entsprechend die jährlichen Mittelwerte von Temperatur und Niederschlag analysiert und die Wahrscheinlichkeit des Auftretens bestimmter Ereignisse innerhalb der verschiedenen Zeiträume berechnet.

Hinsichtlich der Temperatur zeigen die Messdaten der automatischen Wetterstationen im Untersuchungsgebiet Kaunertal in den letzten Jahren bis Jahrzehnten einen Erwärmungstrend (Tab. 9; Artikel III, Tab. 7). Der stark abweichende Erwärmungstrend der einzelnen Stationen

ist auf die sehr unterschiedliche Messdauer zurückzuführen, die zudem nur wenige Jahre bis Jahrzehnte zurückreicht. Zudem ist die Wahl der Standorte der Wetterstationen zum Teil nicht optimal gewesen.

Tabelle 9: Gesamterwärmung in den Gletschervorfeldern (automatische Wetterstationen).

Wetterstation	Zeit	Jahre	Stationshöhe (m ü. M.)	Gesamtzunahme (°C)	Jährlicher Trend (°C)
Dammfuss	1988-2019	32	1770	0,21	0,01
Gepatschalm	2009-2019	10	1900	0,97	0,1
Weißsee	2006-2019	13	2540	1,05	0,08

Dies erforderte die Verwendung von Temperaturdaten aus Simulationen (ARW-WRF-Analyse), welche auf den Testflächen der jeweiligen Gletschervorfelder (Artikel IV) extrahiert wurden. Diese zeigen eine statistisch signifikante Erwärmung seit den 1950er Jahren bis zum heutigen Zeitpunkt in allen drei untersuchten Tälern (Tab. 10, Artikel IV, Abb. 8). Insgesamt ist die Erwärmung in den drei untersuchten Einzugsgebieten vergleichbar, allerdings erscheint der Erwärmungstrend in den Südalpen leicht höher als in den Nordalpen auszufallen.

Tabelle 10: Gesamterwärmung in den Gletschervorfeldern (ARW-WRF-Analyse).

Untersuchungsgebiet	Zeit	Gesamterwärmung (°C)	Jährlicher Trend (°C)	P-Wert	R ²
Horlachtal					
Gletschervorfeld Grastalferner	1954-2019	1,75°C	0,03	<0,05	0,39
Kaunertal					
Gletschervorfeld Gepatschferner	1953-2017	1,68	0,03	<0,05	0,38
Gletschervorfeld Gepatschferner/MA	1953-2017	1,70	0,03	<0,05	0,38
Gletschervorfeld Weißseeferner	1953-2017	1,64	0,03	<0,05	0,36
Martelltal					
Gletschervorfeld Hohenferner	1959-2019	2,23	0,04	<0,05	0,45

Hinsichtlich des Niederschlags zeigt die automatische Wetterstation Dammfuss (Kaunertal) in den letzten Jahren bis Jahrzehnten einen abnehmenden Trend der 15-minütigen Niederschlagssummen (Artikel III, Abb. 9). Dieser beträgt 0,42 mm pro Jahr über einen Zeitraum von 32 Jahren (1988-2019). Vergleicht man die zwei aufeinanderfolgenden Perioden 1988 bis 2006 (18 Jahre) und 2006 bis 2019 (13 Jahre), so zeigt sich eine deutliche Abnahme der 15-minütigen und einstündigen Niederschlagsereignisse innerhalb aller Klassen, mit Ausnahme der Klasse 0-2,5 mm für die 15-minütigen Niederschläge, die eine Zunahme beschreibt (Artikel III, Tab. 8). Da es sich um unterschiedliche Zeiträume handelt, bezieht sich der Vergleich

auf die Wahrscheinlichkeit des Auftretens dieser Ereignisse in den entsprechenden Zeiträumen. Die zusätzlich analysierten Tagesniederschlagssummen (24-Stunden-Auflösung) zeigen ein differenziertes Bild. Während eine Abnahme der Tagesniederschlagssummen für die kleinste Klasse (0-10 mm) und die beiden größten Klassen (60-70 mm, 80-90 mm) festzustellen ist, kommt es zu einer Zunahme der mittleren Klassen (10-20, 20-30, 30-40, 40-50, 50-60 mm). Der mittlere Jahresniederschlag zwischen 2007 und 2019 ist mit 874 mm leicht höher als derjenige zwischen 1988 und 2006 (854 mm).

Die Temperaturzunahme innerhalb der Simulationsdaten führt gleichzeitig zu einer Abnahme der mittleren jährlichen Eistage und zeigt damit im Horlachtal und Kaunertal vor allem von dem zweiten auf den dritten Zeitraum (1973/1970 bzw. 1971 bis 2006 und 2006 bis 2019/2017) und im Martelltal von dem ersten auf den zweiten Zeitraum (1959 bis 2004/2005 und 2004/2005 bis 2019) die stärksten Veränderungen. Zwischen den genannten Perioden wurde eine Abnahme zwischen 18,4 und 20,7 Tagen pro Jahr berechnet, was knapp drei Wochen entspricht (Artikel IV, Abb. 9). Die Anzahl der mittleren jährlichen Warmlufteinbrüche pro Jahr zeigt auf den Testflächen eine generelle Zunahme, wobei ein Warmlufteinbruch definiert ist als ein Zeitraum von mindestens drei Tagen, an denen mehr als 70 % der Temperaturwerte über 0 °C liegen, dem aber ein kälterer Zeitraum von fünf Tagen (100 % unter 0 °C) vorausgegangen sein muss (Artikel IV). In den Gletschervorfeldern des Grastalferners (Horlachtal) und des Gepatschferners (Kaunertal) ist von der ersten zur zweiten Periode (1954/1953 bis 1973/1970 bzw. 1971 und 1973/1970 bzw. 1971 bis 2006) eine Abnahme zu beobachten. Von der zweiten zur dritten Periode (1973/1970 bzw. 1971 bis 2006 und 2006 bis 2019/2017) ist wiederum eine stärkere Zunahme zu verzeichnen. Im Gletschervorfeld des Weißseeferners ist hingegen eine kontinuierliche Zunahme der Warmlufteinbrüche zu beobachten. Diese ist von der zweiten zur dritten Periode (1971 bis 2006 und 2006 bis 2017) vergleichsmäßig stärker ausgeprägt. Nur eine sehr geringe Zunahme der Warmlufteinbrüche ist hingegen im Gletschervorfeld des Hohenferners (Martelltal) zu beobachten (Artikel IV, Abb. 9). Die Unterscheidung des Niederschlags in Regen- und Schneefall (Schneefallgrenze <0°C) über verschiedene Zeiträume (1950er Jahre bis heute) zeigt eine stetige Zunahme der Regenfälle und eine gleichzeitige Abnahme der Schneefälle. Diese Veränderung fand vor allem in der jüngsten Periode (2005/2006 bis 2017/2019) statt (Artikel IV, Abb. 13). Die Ergebnisse dieser Arbeit können somit die Resultate von Serquet et al. (2011), Beniston et al. (2018) und Hock et al. (2019) bestätigen, wonach die Regenfälle zunehmen und die Schneefälle abnehmen.

Hinsichtlich der Veränderung der Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse und der damit verbundenen Einflüsse auf die geomorphologischen Hangprozesse lassen sich unterschiedliche Einflüsse erkennen. Die an der Wetterstation Dammfuss registrierte Abnahme der höheren Intensitäten von 15-minütigen und einstündigen Niederschlagsereignissen (1988 bis 2006 und 2006 bis 2019) könnte zu einer Abnahme der geomorphologischen Hangaktivität auf den Testflächen im Kaunertal geführt haben. Dies könnte darauf zurückzuführen sein, dass vor allem extreme Niederschlagsereignisse, die als auslösende Faktoren gelten, in geringerem Ausmaß auftraten. Allerdings ist die Station einige Kilometer von den Testflächen entfernt, liegt deutlich tiefer und zudem außerhalb des Oberen Kaunertals, was zu entsprechenden Abweichungen führen kann und die Übertragbarkeit auf die höher gelegenen Testflächen des Oberen Kaunertals schwächt. Andererseits könnten die Veränderungen (Abnahme der mittleren jährlichen Eistage und Zunahme der Warmlufteinbrüche) zu einer potentiellen Zunahme der Schneeschmelze an den Hängen resultieren. Dies wiederum könnte in einer Zunahme von Erosionsprozessen innerhalb der Runsensysteme führen, da die Schneeschmelzprozesse wichtige Vorbereitungen für Erosionsprozesse im Frühjahr darstellen (Haas 2008). Dazu gehören die erhöhte Wassersättigung durch die Schneeschmelze, die Auflockerung der oberen Sedimentschichten und die Materialmobilisierung durch Schneerutschen oder kleine Nasslawinen. Dieses Material, das sich daraufhin häufig in den Rinnen der Runsen ablagert, wird dann in den Sommermonaten häufig durch Murgänge ausgeräumt, wie Dusik (2019) und Dusik et al. (2019) zeigen. Gleichzeitig wird jedoch eine Abnahme der Schneefälle beobachtet, was wiederum zu einer Abnahme der nivalen Prozesse führen könnte. Es ist zwar eine Zunahme der Regenfälle zu verzeichnen, diese treten jedoch vermutlich vermehrt im Frühjahr und Herbst auf und stellen daher keine Starkregenereignisse dar, die potenziell stark erosionsfördernd sein könnten. Auf den LIA-Lateralmoränen konnten somit sowohl Indikatoren für eine Zunahme als auch für eine Abnahme der geomorphologischen Aktivität identifiziert werden.

6.4 Ziel 4 (ohne Artikel)

Berechnung von Erosionsraten bezogen auf die Morphodynamik von Erosionsflächen außerhalb der LIA-Gletschervorfelder

Neben der Berechnung der geomorphologischen Aktivität verschiedener LIA-Lateralmoränen sollen in dieser Arbeit zusätzliche Erosionsflächen außerhalb dieser untersucht und ein entsprechender Vergleich gezogen werden, um den Fortschritt des noch andauernden paraglazialen Anpassungsprozesses besser einordnen zu können. Zu diesem Zweck wurden Erosionsbereiche auf Hängen im Horlachtal analysiert und langfristige Erosionswerte berechnet (Abb. 11, Tab. 11). Alle Testflächen zeigen eine ähnliche Höhenlage mit kleineren und größeren Unterschieden zwischen 2000 und 2800 m ü. E. Die Erosionsflächen außerhalb der LIA-Gletschervorfelder weisen zudem eine geringere Vegetationsbedeckung im Vergleich zu den umliegenden Flächen desselben Hangs auf.

Tabelle 11: Überblick über die Testflächen innerhalb proglazialer Flächen und der Erosionsflächen außerhalb der LIA-Gletschervorfelder.

	Proglaziale Testflächen (12 Testflächen)		Erosionsflächen außerhalb der LIA-Gletschervorfelder
Flächengröße Median (m ²)	3.983	Gesamtgröße (m ²)	119.447
Höhenunterschied (m)	74		536
Mittl. Hangneigung Median (°)	40	Mittl. Hangneigung (°)	38,3
Max. Hangneigung Median (°)	61	Max. Hangneigung (°)	69

Anhand der DoD-Interpretationen wird der Abtrag auf den Erosionsflächen vorwiegend Schneeschurf und Lawinen zugeordnet. Zusätzlich sind die Abflussrinnen von fluvialen Erosionsprozessen, wie linearer Abtragung geprägt (Abb. 11). Vermutlich haben Starkniederschlagsereignisse in Verbindung mit entsprechend hohen Abflusskonzentrationen in den Tiefenlinien ebenso zu Eintiefungen der Abflussrinnen gesorgt. Rom et al. (2023) kartierten in einem ähnlichen Untersuchungszeitraum (v.a. ab Mitte des 20. Jahrhunderts bis Mitte der 2000er Jahre) zudem einige Murgänge auf diesen bzw. auf weiter hangabwärts gelegenen Flächen. Diese Prozesse treten vor allem im ersten Untersuchungszeitraum (1954 bis 1973) auf, in der auch die höchsten mittleren Erosionsraten von 3,01 mm (jährlich) ermittelt werden konnten, was einem mittleren jährlichen Erosionsvolumen von 3598 m³ entspricht. Der Folgezeitraum (1973 bis 2006) zeigt ähnliche Erosionsformen, jedoch mit geringeren mittleren jährlichen Erosionsraten von 0,43 mm, was einem mittleren jährlichen Erosionsvolumen von

6| *Diskussion und Schlussfolgerungen zu den wichtigsten Ergebnissen*

524 m³ entspricht. Im Zeitraum von 2006 bis 2019 und von 2019 bis 2021 sind keine geomorphologischen Hangprozesse interpretierbar, da mögliche Erosion offenbar unterhalb des Messfehlers liegt. Die Fehlerabschätzung des berechneten Gesamterosionsvolumens zeigt, dass der nach Anderson (2019) berechnete Fehlerbereich (näher beschrieben in den Artikeln II, III und IV) in den Zeiträumen 2006 bis 2019 und 2019 bis 2021 größer ist als die berechneten Erosionsvolumina (Tab. 12/ Abb. 11).

Tabelle 12: Berechnete Erosionsraten der Flächen außerhalb proglazialer Bereiche zwischen 1954 und 2021.

Zeitraum	Gesamtes Erosionsvolumen (m³)	Berechneter Fehlerbereich nach Anderson (2019) (m³)	Mittleres jährliches Erosionsvolumen (m³)	Mittlere jährliche Erosionsrate (mm)	Größe der Testfläche (ha)	Jahre
1954 bis 1973	68.360	±51.454	3.598	3,01	11,9	19
1973 bis 2006	17.278	±9.556	524	0,43	11,9	33
2006 bis 2019	5.530	±5.973	425	0,36	11,9	13
2019 bis 2021	136	±4.778	68	<0,1	11,9	2

6 | Diskussion und Schlussfolgerungen zu den wichtigsten Ergebnissen

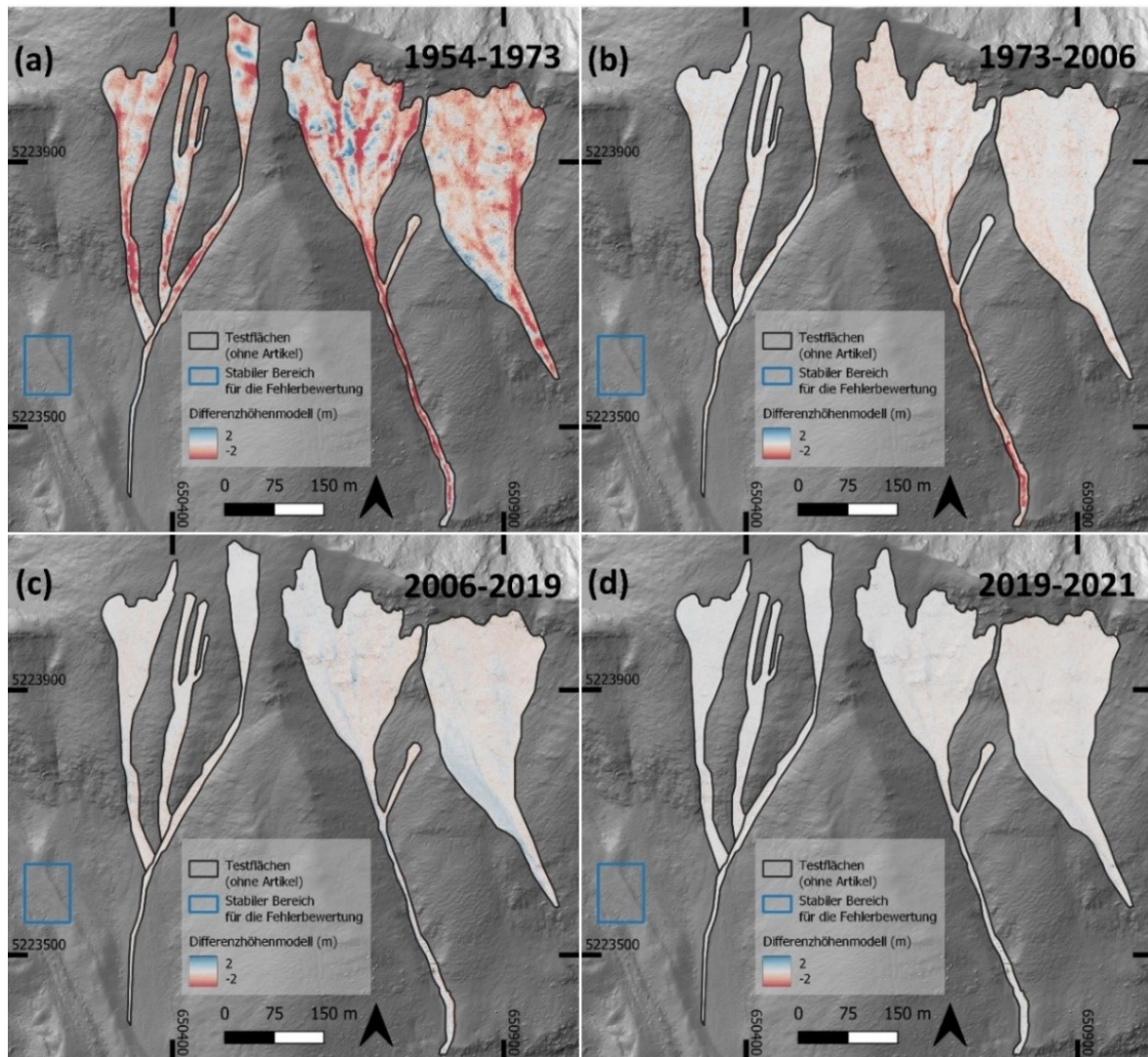


Abbildung 10: DoDs der untersuchten Erosionsflächen außerhalb proglazialer Bereiche im Horlachtal: (a) 1954 bis 1973, (b) 1973 bis 2006, (c) 2006 bis 2019 und (d) 2019 bis 2021.

Zudem zeigt Tabelle 13 die Qualität der DoDs anhand mehrerer statistischer Kennwerte anhand einer angrenzenden stabilen Fläche (Abb. 11).

Tabelle 13: Abschätzung der Unsicherheit der DoDs anhand eines stabilen Bereichs.

Zeitraum	Größe der stabilen Fläche (m ²)	Höchster Wert (m)	Niedrigster Wert (m)	Arithmetisches Mittel (m)	Standardabweichung (Präzision) (m)	RMSE (Genauigkeit) (m)
1954 bis 1973	6.028	2,62	-1,33	0,43	0,72	0,84
1973 bis 2006	6.028	0,42	-0,79	-0,08	0,15	0,17
2006 bis 2019	6.028	0,98	-0,46	-0,05	0,16	0,16
2019 bis 2021	6.028	0,45	-0,46	0,04	0,08	0,09

Vergleicht man die berechneten Erosionsraten der untersuchten Hangbereiche im Horlachtal mit den ermittelten Erosionsraten der Testflächen auf den LIA-Lateralmoränen (Artikel IV), so fällt auf, dass diese deutlich geringer sind (Tab. 14). Gleiches gilt im Vergleich zu den ermittelten Erosionsraten von Ballantyne und Benn (1994), Curry und Ballantyne (1999), Curry et al. (2006) und Betz-Nutz et al. (2023).

Tabelle 14: Vergleich der mittleren jährlichen Erosionsraten (mm) auf den LIA-Lateralmoränen (Artikel IV) und den Erosionsflächen außerhalb proglazialer Bereiche.

Testflächen	1. Zeitraum	2. Zeitraum	3. Zeitraum
	HT: 1954-1973	HT: 1973-2006	HT: 2006-2019
	KT: 1953-1970/1971	KT: 1970/1971-2006	KT: 2006-2019
	MT: 1959-2006		MT: 2004/2005-2019
LIA-Lateralmoränen	19-465	13-245	8-88
	HT: 1954-1973	HT: 1973-2006	HT: 2006-2019 (2019-2021)
Erosionsflächen außerhalb proglazialer Bereiche	3,01	0,43	0,36 (<0,1)

Hieraus wird deutlich, dass die hier untersuchten Erosionsflächen außerhalb der proglazialen Bereiche, jedoch innerhalb der paraglazialen Periode des Würmglazials aufgrund der deutlich längeren eisfreien Zeit eine höhere Stabilisierung aufweisen. Demzufolge sind auf den LIA-Lateralmoränen zwar paraglaziale Anpassungsprozesse, die generell mit einer Abnahme der geomorphologischen Aktivität verbunden sind, erkennbar, jedoch liegen diese noch um einige Magnituden über denen der Erosionsflächen außerhalb der proglazialen Gebiete. Obwohl geomorphologische Hangprozesse außerhalb der Gletschervorfelder nur zwischen 1954 und 1973 bzw. 1973 und 2006 interpretiert werden konnten, ist es wahrscheinlich, dass auch zwischen 2006 und 2019 bzw. 2019 und 2021 vereinzelt Erosionsprozesse stattgefunden haben. Diese konnten jedoch mit den hier verwendeten Daten und der entsprechenden DoD-Analyse aufgrund der entsprechend geringen Magnitude nicht detektiert werden.

7| Ausblick

In der vorliegenden Arbeit konnte gezeigt werden, inwieweit der Untersuchungszeitraum für paraglaziale Hanganpassungsprozesse durch historische terrestrische Schrägfotografien und historische Karten erweitert werden und letztlich zu einem besseren Verständnis dieser Prozesse führt. Dies wurde jedoch nur anhand weniger Materialien und Testflächen durchgeführt. Die in dieser Arbeit genannten öffentlichen und privaten Archive und viele weitere bieten jedoch eine sehr große Anzahl historischer Schrägfotografien und historischer Karten proglazialer Flächen der Alpen sowie anderer Gebirge der Erde. Um die Ergebnisse dieser Arbeit mit anderen Gebieten vergleichen zu können, sollten zukünftige Arbeiten ebenso auf diese Materialien zurückgreifen. Das Problem, dass vor allem die historischen Untersuchungsabschnitte eine zeitliche Auflösung von mehreren Jahren bis Jahrzehnten haben, bleibt in dieser Arbeit bestehen. Durch die Verwendung einer größeren Anzahl terrestrischer Schrägfotografien könnten die zeitlichen Lücken aber weiter geschlossen werden. Darüber hinaus könnten die zeitlichen Abstände in den Luftbilddatensätzen über die Mitte des 20. Jahrhunderts hinaus durch die Verwendung zusätzlicher terrestrischer Schrägfotografien ebenso verkleinert werden. Darüber hinaus wäre es sinnvoll, die Untersuchungsgebiete auf der Grundlage einer besseren Datenlage auszuwählen, um eine noch höhere zeitliche Auflösung und einen noch weiter in die Vergangenheit reichenden Analysezeitraum zu ermöglichen. Darüber hinaus wäre die Durchführung von stereophotogrammetrischen Analysen bei entsprechender Verfügbarkeit von historischen terrestrischen Bildpaaren sinnvoll. Auf diese Weise könnten möglicherweise höhere Auflösungen von DGMs (vor Mitte des 20. Jahrhunderts) im Vergleich zu DGMs auf der Basis historischer Karten erreicht werden.

Die fortschreitende Klimaerwärmung wird in den nächsten Jahren und Jahrzehnten zu einem weiteren Abschmelzen der Gletscher und damit zu einer weiteren Zunahme proglazialer Flächen in Hochgebirgslandschaften führen. Die weitere Erforschung paraglazialer Anpassungsprozesse bleibt daher von hoher Relevanz. Generell werden diese Veränderungen auch in Zukunft Auswirkungen auf die Wasserversorgung, das Auftreten von Naturgefahren, die Biodiversität, den Tourismus und das kulturelle Erbe dieser Landschaften haben.

8 | Literaturverzeichnis

A

- Abermann, J.; Lambrecht, A.; Fischer, A.; Kuhn, M. (2009): Quantifying changes and trends in glacier area and volume in the Austrian Ötztal Alps (1969-1997-2006). In: *The Cryosphere* 3 (2), S. 205–2015.
- Altmann, M.; Piermattei, L.; Haas, F.; Heckmann, T.; Fleischer, F.; Rom, J. et al. (2020): Long-Term Changes of Morphodynamics on Little Ice Age Lateral Moraines and the Resulting Sediment Transfer into Mountain Streams in the Upper Kauner Valley, Austria. In: *Water* 12 (12), S. 3375. DOI: 10.3390/w12123375.
- Anderson, S. W. (2019): Uncertainty in quantitative analyses of topographic change: error propagation and the role of thresholding. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 44 (5), S. 1015–1033. DOI: 10.1002/esp.4551.
- Aschenwald, J.; Leichter, K.; Tasser, E.; Tappeiner, U. (2001): Spatio-temporal landscape analysis in mountainous terrain by means of small format photography: a methodological approach. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 39 (4), S. 885–893.
- Auer, I.; Müller-Westermeier, G.; Kveton, V.; Bochnicek, O.; Stastny, P.; Lapin, M. et al. (2007): HISTALP - historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. In: *Int. J. Climatol.* 27 (1), S. 17–46.

B

- Ballantyne, C. K. (2002a): A general model of paraglacial landscape response. In: *The Holocene* 12 (3), S. 371–376. DOI: 10.1191/0959683602h1553fa.
- Ballantyne, C. K. (2002b): Paraglacial geomorphology. In: *Quaternary Science Reviews* 21 (18-19), S. 1935–2017. DOI: 10.1016/S0277-3791(02)00005-7.
- Ballantyne, C. K.; Benn, D. I. (1994): Paraglacial Slope Adjustment and Resedlmenfation following Recent Glacier Retreat, Fåbergstølsdalen, Norway. In: *Arctic and Alpine Research* 26 (3), S. 255–269.
- Bayr, U. (2021): Quantifying historical landscape change with repeat photography: an accuracy assessment of geospatial data obtained through monoplottting. In: *International*

- Journal of Geographical Information Science* 35 (10), S. 2026–2046. DOI: 10.1080/13658816.2021.1871910.
- Becht, M. (1995): Untersuchungen zur aktuellen Reliefentwicklung in alpinen Einzugsgebieten. Univ., Habil.-Schr, Münchener Universitätschriften/Fakultät für Geowissenschaften, 47, Geobuch-Verl., Germany, München.
- Beniston, M. (2005): Mountain Climates and Climatic Change: An Overview of Processes Focusing on the European Alps. In: *Pure appl. geophys.* 162 (8-9), S. 1587–1606. DOI: 10.1007/s00024-005-2684-9.
- Beniston, M.; Farinotti, D.; Stoffel, M.; Andreassen, L. M.; Coppola, E.; Eckert, N. et al. (2018): The European mountain cryosphere: a review of its current state, trends, and future challenges. In: *The Cryosphere* 12, S. 759–794. DOI: 10.5194/tc-12-759-2018.
- Betz, S.; Croce, V.; Becht, M. (2019): Investigating morphodynamics on Little Ice Age lateral moraines in the Italian Alps using archival aerial photogrammetry and airborne LiDAR data. In: *Zeitschrift für Geomorphologie* 62 (3), S. 231–247. DOI: 10.1127/zfg/2019/0629.
- Betz-Nutz, S. (2021): Vergleichende photogrammetrische Untersuchungen zu langfristigen Veränderungen der Morphodynamik auf neuzeitlichen Lateralmoränen ausgewählter Alpengletscher. Dissertation. Universitätsbibliothek Eichstätt-Ingolstadt, Eichstätt.
- Betz-Nutz, S.; Heckmann, T.; Haas, F.; Becht, M. (2023): Development of the morphodynamics on Little Ice Age lateral moraines in 10 glacier forefields of the Eastern Alps since the 1950s. In: *Earth Surf. Dynam.* 11, S. 203–226. DOI: 10.5194/esurf-11-203-2023.
- Bozzini, C.; Conedera, M.; Krebs, P. (2011): A new tool for obtaining cartographic georeferenced data from single oblique photos. In: *Proceedings of the XXIIIrd International CIPA Symposium, Prague, Czech Republic* (1216).
- Bozzini, C.; Conedera, M.; Krebs, P. (2012): A New Monoplotting Tool to Extract Georeferenced Vector Data and Orthorectified Raster Data from Oblique Non-Metric Photographs. In: *International Journal of Heritage in the Digital Era* 1 (3), S. 499–518. DOI: 10.1260/2047-4970.1.3.499.
- Brugnara, Y.; Brunetti, M.; Maugeri, M.; Nanni, T.; Simolo, C. (2012): High-resolution analysis of daily precipitation trends in the central Alps over the last century. In: *Int. J. Climatol.* 32 (9), S. 1406–1422. DOI: 10.1002/joc.2363.
- Buckingham, A. (2005): Fotografie. Von der Camera obscura bis zur Digitalkamera. 1. Aufl. Hildesheim: Gerstenberg.

C

- Carrivick, J. L.; Geilhausen, M.; Warburton, J.; Dickson, N. E.; Carver, S. J.; Evans, A. J.; Brown, L. E. (2013): Contemporary geomorphological activity throughout the proglacial area of an alpine catchment. In: *Geomorphology* 188, S. 83–95. DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.03.029.
- Carrivick, J. L.; Heckmann, T. (2017): Short-term geomorphological evolution of proglacial systems. In: *Geomorphology* 287, S. 3–28. DOI: 10.1016/j.geomorph.2017.01.037.
- Ceppi, P.; Scherrer, S.C., Fischer, A.M.; Appenzeller, C. (2012): Revisiting Swiss temperature trends 1959–2008. In: *Int. J. Climatol.* (32), Artikel 2, S. 203–213. DOI: 10.1002/joc.2260.
- Church, M.; Ryder, J. M. (1972): Paraglacial Sedimentation: A Consideration of Fluvial Processes Conditioned by Glaciation. In: *Geol Soc America Bull* 83 (10), S. 3059. DOI: 10.1130/0016-7606(1972)83[3059:PSACOF]2.0.CO;2.
- Cody, E.; Anderson, B. M.; McColl, S. T.; Fuller, I. C.; Purdie, H. L. (2020): Paraglacial adjustment of sediment slopes during and immediately after glacial debuttressing. In: *Geomorphology* 371, S. 107411. DOI: 10.1016/j.geomorph.2020.107411.
- Compo, G. P.; Whitaker, J. S.; Sardeshmukh, P. D.; Matsui, N.; Allan, R. J.; Yin, X. et al. (2011): The Twentieth Century Reanalysis Project. In: *Quarterly J. Roy. Meteorol. Soc.* 137, S. 1–28.
- Conedera, M.; Bozzini, C.; Ryter, U.; Bertschinger, T.; Krebs, P. (2018): Using the Monoplotting Technique for Documenting and Analyzing Natural Hazard Events. In: José Simão Antunes do Carmo (Hg.): *Natural Hazards - Risk Assessment and Vulnerability Reduction*. Erscheinungsort nicht ermittelbar: IntechOpen, S. 107–123.
- Conedera, M.; Bozzini, C.; Scapozza, C.; Rè, Lorenza; R., Ueli; Krebs, P. (2013): Anwendungspotenzial des WSL-Monoplotting-Tools im Naturgefahrenmanagement. In: *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen* 164 (7), S. 173–180. DOI: 10.3188/szf.2013.0173.
- Copernicus (2016): Hillshade derived from EU-DEM version 1.0. Online verfügbar unter <https://land.copernicus.eu/imagery-in-situ/eu-dem/eu-dem-v1-0-and-derived-products/hillshade?tab=metadata>, zuletzt geprüft am 03.06.2021.
- Crauwels, T. (2010): Geschichte der Bergfotografie. Online verfügbar unter <https://www.thomascrauwels.ch/de/blog/histoire-de-la-photographie-de-montagne/>, zuletzt geprüft am 15.04.2023.

- Curry, A. M. (1999): Paraglacial modification of slope form. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 24 (13), S. 1213–1228. DOI: 10.1002/(SICI)1096-9837(199912)24:13<1213::AID-ESP32>3.0.CO;2-B.
- Curry, A. M.; Ballantyne, C. K. (1999): Paraglacial modification of glacial sediment. In: *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 81 (3), S. 409–419.
- Curry, A. M.; Cleasby, V.; Zukowskyj, P. (2006): Paraglacial response of steep, sediment-mantled slopes to post-‘Little Ice Age’ glacier recession in the central Swiss Alps. In: *J. Quaternary Sci.* 21 (3), S. 211–225. DOI: 10.1002/jqs.954.

D

- Douglas, Ed (2020): *Bergsteiger. Auf den Spuren großer Alpinisten*. Unter Mitarbeit von Gerlinde Kaltenbrunner. 1. Auflage. München: DK Verlag Dorling Kindersley.
- Doytsher, Y.; Hall, J.K. (1995): FORTRAN programs for coordinate resection using an oblique photograph and high-resolution DTM. In: *Computers & Geosciences* 21 (7), S. 895–905.
- Dusik, J. (2019): Die aktuelle Geomorphodynamik auf proglazialen Moränen im Hinteren Kaunertal. Hochaufgelöste Messung und Modellierung der Prozessdynamik hinsichtlich ihrer lokalen und temporalen Variabilität. Dissertation. Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt, Eichstätt.
- Dusik, J.-M.; Neugirg, F.; Haas, F. (2019): Slope Wash, Gully Erosion and Debris Flows on Lateral Moraines in the Upper Kaunertal, Austria. In: *Geomorphology of Proglacial Systems*: Springer, Cham, S. 177–196. Online verfügbar unter https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-319-94184-4_11.

E

- Eichel, J.; Corenblit, D.; Dikau, R. (2016): Conditions for feedbacks between geomorphic and vegetation dynamics on lateral moraine slopes: a biogeomorphic feedback window. In: *Earth Surface Processes and Landforms* 41 (3), S. 406–419. DOI: 10.1002/esp.3859.
- Eichel, J.; Draebing, D.; Meyer, N. (2018): From active to stable: Paraglacial transition of Alpine lateral moraine slopes. In: *Land Degrad Dev* 29 (11), S. 4158–4172. DOI: 10.1002/ldr.3140.

Emmer, A.; Klimeš, J.; Hölbling, D.; Abad, L.; Draebing, D.; Skalák, P. et al. (2020): Distinct types of landslides in moraines associated with the post-LIA glacier thinning: Observations from the Kinztl Glacier, Huascarán, Peru. In: *The Science of the total environment* 739, S. 139997. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2020.139997.

F

Finsterwalder, S. (1888): Der Gliederferner. In: *Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins* 19, S. 42–49.

Finsterwalder, S. (1928): Begleitworte zur Karte des Gepatschferners. In: *Zeitschrift für Gletscherkunde XVI (1/2)*, S. 20–41.

Finsterwalder, S.; Schunck, H. (1887): Der Suldenferner. In: *Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins* 18, S. 70–89.

Finsterwalder, S.; Schunck, H. (1888): Die Zunge des Gepatschferners 1886/87. In: *Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins* Tafel 4.

Fischer, A.; Seiser, B.; Stocker-Waldhuber, M.; Mitterer, C.; Abermann, J. (2015a): Tracing glacier changes in Austria from the Little Ice Age to the present using a lidar-based high-resolution glacier inventory in Austria. In: *The Cryosphere* 9 (2), S. 753–766. DOI: 10.5194/tc-9-753-2015.

Fischer, M.; Huss, M.; Hoelzle, M. (2015b): Surface elevation and mass changes of all Swiss glaciers 1980-2010. In: *The Cryosphere* 9, S. 525–540. DOI: 10.5194/tc-9-525-2015.

Fleischer, F.; Haas, F.; Piermattei, L.; Pfeiffer, M.; Heckmann, T.; Altmann, M. et al. (2021): Multi-decadal (1953–2017) rock glacier kinematics analysed by high-resolution topographic data in the upper Kaunertal, Austria. In: *The Cryosphere* 15 (12), S. 5345–5369. DOI: 10.5194/tc-15-5345-2021.

Flöry, S.; Ressler, C.; Puercher, G.; Pfeifer, N.; Hollaus, M.; Bayr, A.; Karel, W. (2020): Development of a 3D Viewer for georeferencing and monoplottung of historical terrestrial images. In: *EGU General Assembly Conference Abstracts*, S. 22327. DOI: 10.5194/egusphere-egu2020-22327.

Fluehler, M.; Niederoest, J.; Akca, D. (2005): Development of an educational software system for the digital monoplottung. In: *Proceedings of the ISPRS, Working group VI/1 - VI/2 (Tools and Techniques for E-Learning)* Potsdam (Germany).

G

- Gabellieri, N.; Watkins, C. (2019): Measuring long-term landscape change using historical photographs and the WSL Monoplotting Tool. In: *Landscape History* 40 (1), S. 93–109. DOI: 10.1080/01433768.2019.1600946.
- Geitner, C. (1999): Sedimentologische und vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an fluvialen Sedimenten in den Hochlagen des Horlachtals (Stubai Alpen, Tirol): ein Beitrag zur zeitlichen Differenzierung der fluvialen Dynamik im Holozän. München: vol. 31 of Münchener Geographische Abhandlungen A, Geobuch-Verlag, Diss.
- Giese, B. S.; Seidel, H. F.; Compo, G. P.; Sardeshmukh, P. D. (2016): An ensemble of ocean reanalyses for 1815–2013 with sparse observational input. In: *J. Geophys. Res. Oceans* 121 (9), S. 6891–6910. DOI: 10.1002/2016JC012079.
- Grupp, P. (2008): Faszination Berg. Die Geschichte des Alpinismus. Reprint 2014. Köln: Böhlau Verlag. Online verfügbar unter <https://permalink.obvsg.at/>.
- Gurnell, A. M.; Corenblit, D.; García de Jalón, D.; Del González Tánago, M.; Grabowski, R. C.; O'Hare, M. T.; Szewczyk, M. (2016): A Conceptual Model of Vegetation-hydrogeomorphology Interactions Within River Corridors. In: *River Res. Applic.* 32 (2), S. 142–163. DOI: 10.1002/rra.2928.

H

- Haas, F. (2008): Fluviale Hangprozesse in alpinen Einzugsgebieten der nördlichen Kalkalpen. Quantifizierung und Modellierungsansätze. Dissertation. Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt, Eichstätt.
- Haas, F.; Heckmann, T.; Hilger, L.; Becht, M. (2012): Quantification and Modelling of Debris Flows in the Proglacial Area of the Gepatschferner/Austria using Ground-based LIDAR. In: *Collins, Adrian L. ; Golosov, Valentin ; Horowitz, Arthur J. ; Lu, Xixi ; Stone, Mike ; Walling, Des E. ; Zhang, Xinbao (Eds.): Erosion and Sediment Yields in the Changing Environment: proceedings of an IAHS International Commission on Continental Erosion Symposium, held at the Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS-Chengdu, China, 11-15 October 2012, IAHS publication 356*, S. 293–302.
- Haeberli, W. (1997): Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. In: *Eclogae Geologicae Helvetiae* 90, S. 407–414. Online verfügbar unter <https://cir.nii.ac.jp/crid/1571698600750989184>.

- Haeberli, W.; Beniston, M. (1998): Climate Change and Its Impacts on Glaciers and Permafrost in the Alps. In: *Ambio* 27 (4), S. 258–265. Online verfügbar unter www.jstor.org/stable/4314732.
- Haselberger, S.; Ohler, L.-M.; Junker, R. R.; Otto, J.-C.; Glade, T.; Kraushaar, S. (2021): Quantification of biogeomorphic interactions between small-scale sediment transport and primary vegetation succession on proglacial slopes of the Gepatschferner, Austria. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 46 (10), S. 1941–1952. DOI: 10.1002/esp.5136.
- Haselberger, S.; Zangerl, U.; Scheper, S.; Otto, J.-C.; Ohler, L.-M.; Junker, R. R.; Kraushaar, S. (2022): Catchment-Scale Stability and Disturbance in Biogeomorphic Succession in an Alpine Glacier Foreland (Kaunertal Valley, Austria). In: *SSRN Journal*. DOI: 10.2139/ssrn.4202209.
- Heckmann, T.; Morche, D. (2019): Geomorphology of proglacial systems: Landform and sediment dynamics in recently deglaciated alpine landscapes. In: *Springer: Cham, Switzerland, ISBN 9783319941820*.
- Heckmann, T.; Vericat, D. (2018): Computing spatially distributed sediment delivery ratios: inferring functional sediment connectivity from repeat high-resolution digital elevation models. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 43 (7), S. 1547–1554. DOI: 10.1002/esp.4334.
- Heritage, G.; Hetherington, D. (2007): Towards a protocol for laser scanning in fluvial geomorphology. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 32 (1), S. 66–74. DOI: 10.1002/esp.1375.
- Hersbach, H.; Bell, B.; Berrisford, P.; Biavati, G.; Horányi, A.; Muñoz Sabater, J. et al. (2018): ERA5 hourly data on single levels from 1979 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), zuletzt geprüft am 13.10.2021.
- Hilger, L. (2017): Quantification and regionalization of geomorphic processes using spatial models and high-resolution topographic data. A sediment budget of the Upper Kauner Valley, Ötztal Alps. Dissertation. Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt, Eichstätt.
- Hock, R.; Rasul, G.; Adler, C.; Cáceres, B.; Gruber, S.; Hirabayashi, Y.; Jackson, M. et al. (2019): High Mountain Areas. In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, S. 131–202. DOI: 10.1017/9781009157964.004.

- Höfle, B.; Rutzinger, M. (2011): Topographic airborne LiDAR in geomorphology: A technological perspective. In: *Zeit für Geo Supp* 55 (2), S. 1–29. DOI: 10.1127/0372-8854/2011/0055S2-0043.
- Hohensinner, S.; Atzler, U.; Fischer, A.; Schwaizer, G.; Helfricht, K. (2021): Tracing the Long-Term Evolution of Land Cover in an Alpine Valley 1820–2015 in the Light of Climate, Glacier and Land Use Changes. In: *Front. Environ. Sci.* 9, Artikel 683397. DOI: 10.3389/fenvs.2021.683397.
- Holzer, A. (2019): Faszination Bergfotos: Hinauf! Online verfügbar unter https://www.wien-erzeitung.at/nachrichten/reflexionen/vermessungen/2014028-Faszination-Bergfotos-Hinauf.html?em_cnt_page=1, zuletzt geprüft am 15.04.2023.
- Hübl, A. (1912): Die stereophotogrammetrische Aufnahme des Goldberggletschers im August des Jahres 1909. In: *Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften. Mathematischnaturwissenschaftliche Klasse* (86), S. 153–160.
- Hughenoltz, C. H.; Moorman, B. J.; Barlow, J.; Wainstein, P. A. (2008): Large-scale moraine deformation at the Athabasca Glacier, Jasper National Park, Alberta, Canada. In: *Landslides* 5 (3), S. 251–260. DOI: 10.1007/s10346-008-0116-5.
- Huss, M.; Farinotti, D.; Bauder, A.; Funk, M. (2008): Modelling runoff from highly glacierized alpine drainage basins in a changing climate. In: *Hydrol. Process.* 22 (19), S. 3888–3902. DOI: 10.1002/hyp.7055.

I

- Interreg IV Projekt (2022): 3PClim – Past, Present, and Perspective Climate of Tirol, South Tyrol and Veneto. Online verfügbar unter <http://www.alpenklima.eu/>, zuletzt geprüft am 23.03.2023.
- IPCC (2018): Summary for Policymakers” in Global warming of 1.5° C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5° C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty. Sustainable Development, and Efforts to Eradicate Poverty. Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization, 32.
- IPCC (2021): Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R.

Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]:
Cambridge University Press. In Press.

Ivy-Ochs, S.; Kerschner, H.; Maisch, M.; Christl, M.; Kubik, P. W.; Schlüchter, C. (2009):
Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. In: *Quaternary
Science Reviews* 28 (21-22), S. 2137–2149. DOI: 10.1016/j.quascirev.2009.03.009.

K

Karel, W.; Doneus, M.; Verhoeve, G.; Bries, C.; Ressler, C.; Pfeifer, N. (2013): OrientAL -
Automatic geo-referencing and ortho-rectification of archaeological aerial photographs.
In: *ISPRS Ann. Photogramm. Remote Sens. Spatial Inf. Sci.* II-5/W1, S. 175–180. DOI:
10.5194/isprsannals-II-5-W1-175-2013.

Klein, G.; Vitasse, Y.; Rixen, C.; Marty, C.; Rebetz, M. (2016): Shorter snow cover dura-
tion since 1970 in the Swiss Alps due to earlier snowmelt more than to later snow onset.
In: *Climatic Change* 139 (3-4), S. 637–649. DOI: 10.1007/s10584-016-1806-y.

Kneisel, C.; Käab, A. (2007): Mountain permafrost dynamics within a recently exposed gla-
cier forefield inferred by a combined geomorphological, geophysical and photogrammet-
rical approach. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 32 (12), S. 1797–1810. DOI:
10.1002/esp.1488.

Knoflach, B.; Ramskogler, K.; Talluto, M.; Hofmeister, F.; Haas, F.; Heckmann, T. et al.
(2021): Modelling of Vegetation Dynamics from Satellite Time Series to Determine
Proglacial Primary Succession in the Course of Global Warming—A Case Study in the
Upper Martell Valley (Eastern Italian Alps). In: *Remote Sensing* 13 (21), S. 4450. DOI:
10.3390/rs13214450.

L

Lane, S.; Bakker, M.; Gabbud, C.; Micheletti, N.; Saugy, J.-N. (2017): Sediment export,
transient landscape response and catchment-scale connectivity following rapid climate
warming and Alpine glacier recession. In: *Geomorphology* 277, S. 210–227. DOI:
10.1016/j.geomorph.2016.02.015.

M

Mair, V.; Nocker, C.; Tropper, P. (2007): Das Ortler-Campo Kristallin in Südtirol. In: *Mit-
teilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* (153), S. 219–240.

- Mair, V.; Purtscheller, F. (1996): Exkursion E: Geologie und Petrologie des Ortlerkristallins. In: *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* (141), S. 285–303.
- Majone, B.; Villa, F.; Deidda, R.; Bellin, A. (2016): Impact of climate change and water use policies on hydropower potential in the south-eastern Alpine region. In: *The Science of the total environment* 543 (Pt B), S. 965–980. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2015.05.009.
- Makarovič, B. (1973): Digital monoplotters. In: *The ITC journal* 4, S. 583–600.
- Makarovič, B. (1983): Data base updating by digital mono-plotting. *Environmental assessment and resource management*, S. 433–442.
- Mankin, J. S.; Diffenbaugh, N. S. (2015): Influence of temperature and precipitation variability on near-term snow trends. In: *Clim Dyn* 45 (3-4), S. 1099–1116. DOI: 10.1007/s00382-014-2357-4.
- Matthews, J. A.; Briffa, K. R. (2005): The ‘little ice age’: re-evaluation of an evolving concept. In: *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 87 (1), S. 17–36. DOI: 10.1111/j.0435-3676.2005.00242.x.
- Mattson, L. E.; Gardner, J. S. (1991): Mass Wasting on Valley-Side Ice-Cored Moraines, Boundary Glacier, Alberta, Canada. In: *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 73 (3-4), S. 123–128. DOI: 10.1080/04353676.1991.11880337.
- McCaffrey, D.; Hopkinson, C. (2020): Repeat Oblique Photography Shows Terrain and Fire-Exposure Controls on Century-Scale Canopy Cover Change in the Alpine Treeline Ecotone. In: *Remote Sensing* 12 (10), S. 1569. DOI: 10.3390/rs12101569.
- McCaffrey, D. R.; Hopkinson, C. (2017): Assessing Fractional Cover in the Alpine Treeline Ecotone Using the WSL Monoplotting Tool and Airborne Lidar. In: *Canadian Journal of Remote Sensing* 43 (5), S. 504–512. DOI: 10.1080/07038992.2017.1384309.
- Midgley, N. G.; Tonkin, T. N. (2017): Reconstruction of former glacier surface topography from archive oblique aerial images. In: *Geomorphology* 282, S. 18–26. DOI: 10.1016/j.geomorph.2017.01.008.
- Mölg, N.; Bolch, T. (2017): Structure-from-Motion Using Historical Aerial Images to Analyse Changes in Glacier Surface Elevation. In: *Remote Sensing* 9 (10), S. 1021. DOI: 10.3390/rs9101021.

N

- Neugirg, F.; Kaiser, A.; Huber, A.; Heckmann, T.; Schindewolf, M.; Schmidt, J. et al. (2016): Using terrestrial LiDAR data to analyse morphodynamics on steep unvegetated

slopes driven by different geomorphic processes. In: *CATENA* 142, S. 269–280. DOI: 10.1016/j.catena.2016.03.021.

Neugirg, F.; Kaiser, A.; Schindewolf, M.; Becht, M.; Schmidt, J.; Haas, F. (2015a): Monitoring and modeling slope dynamics in an Alpine watershed - a combined approach of soil science remote sensing and geomorphology. In: *Proc. IAHS* 371, S. 181–187.

Neugirg, F.; Kaiser, A.; Schmidt, J.; Becht, M.; Haas, F. (2015b): Quantification, analysis and modelling of soil erosion on steep slopes using LiDAR and UAV photographs. In: *Proc. IAHS* 367, S. 51–58.

Nicolussi, K.; Kerschner, H. (2014): Lateglacial and Holocene advance record of the Gepatschferner, Kaunertal, Tyrol. From the foreland to the Central Alps. Field Trips to selected sites of Quaternary research in the Tyrolean and Bavarian Alps. In: H. Kerschner, K. Krainer, and C. Spötl. Berlin (Geozon), S. 144–151.

Nicolussi, K.; Patzelt, G. (2001): Untersuchungen zur holozänen Gletscherentwicklung von Pasterze und Gepatschferner (Ostalpen). In: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 36, S. 1–88.

P

Pauli, H.; Gottfried, M.; Grabherr, G. (2003): Effects of climate change on the alpine and niv-
al vegetation of the Alps. In: *Journal of Mountain Ecology* 7 ((Suppl.)), S. 9–12.

Pellicciotti, F.; Bauder, A.; Parola, M. (2010): Effect of glaciers on streamflow trends in the
Swiss Alps. In: *Water Resour. Res.* 46 (10). DOI: 10.1029/2009WR009039.

Pepin, N. C.; Arnone, E.; Gobiet, A.; Haslinger, K.; Kotlarski, S.; Notarnicola, C. et al.
(2022): Climate Changes and Their Elevational Patterns in the Mountains of the World.
In: *Reviews of Geophysics* 60 (1), e2020RG000730. DOI: 10.1029/2020RG000730.

Pfaundler, L. (1887): Über die gegenwärtigen Grenzen des Alpeiner Gletschers in der
Stubai-er Gebirgsgruppe. In: *Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins*
18, S. 58–69.

Piermattei, L.; Heckmann, T.; Betz-Nutz, S.; Altmann, M.; Rom, J.; Fleischer, F. et al.
(2022): Evolution of an Alpine proglacial river during seven decades of deglaciation
quantified from photogrammetric and LiDAR digital elevation models. In: *Earth Surf.
Dynam. Discuss. [preprint]* (in review). DOI: 10.5194/esurf-2022-63.

R

- Raffl, C.; Erschbamer, B. (2004): Comparative vegetation analyses of two transects crossing a characteristic glacier valley in the Central Alps. In: *phyto* 34 (2), S. 225–240. DOI: 10.1127/0340-269X/2004/0034-0225.
- Richter, E. (1883): Beobachtungen an den Gletschern der Ostalpen. 1. Der Obersulzbach-Gletscher 1880-1882. In: *Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins* 14, S. 38–92.
- Richter, E. (1888): Beobachtungen an den Gletschern der Ostalpen. 2. Der Karlinger Gletscher 1880-1886. In: *Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins* 19, S. 35–43.
- Rieger, D. (1999): Bewertung der naturräumlichen Rahmenbedingungen für die Entstehung von Hangmuren: Möglichkeiten zur Modellierung des Murpotentials. München: vol. 51 of Münchener Geographische Abhandlungen A, Geobuch.
- Rom, J.; Haas, F.; Heckmann, T.; Altmann, M.; Fleischer, F.; Ressler, C. et al. (2023): Spatio-temporal analysis of slope-type debris flow activity in Horlachtal, Austria, based on orthophotos and lidar data since 1947. In: *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 23 (2), S. 601–622. DOI: 10.5194/nhess-23-601-2023.

S

- Scapozza, C.; Lambiel, C.; Bozzini, C.; Mari, S.; Conedera, M. (2014): Assessing the rock glacier kinematics on three different timescales: a case study from the southern Swiss Alps. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 39 (15), S. 2056–2069. DOI: 10.1002/esp.3599.
- Scheidl, C.; Rickenmann, D.; Chiari, M. (2008): The use of airborne LiDAR data for the analysis of debris flow events in Switzerland. In: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 8 (5), S. 1113–1127.
- Schiefer, E.; Gilbert, R. (2007): Reconstructing morphometric change in a proglacial landscape using historical aerial photography and automated DEM generation. In: *Geomorphology* 88 (1-2), S. 167–178. DOI: 10.1016/j.geomorph.2006.11.003.
- Serquet, G.; Marty, C.; Dulex, J.-P.; Rebetez, M. (2011): Seasonal trends and temperature dependence of the snowfall/precipitation day ratio in Switzerland. In: *Geophys. Res. Lett.* 38, S. 14–18. DOI: 10.1029/2011GL046976.
- Slivinski, L. C.; Compo, G. P.; Whitaker, J. S.; Sardeshmukh, P. D.; Giese, B. S.; McColl, C. et al. (2019): Towards a more reliable historical reanalysis: Improvements for version 3

of the Twentieth Century Reanalysis system. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 145 (724), S. 2876–2908. DOI: 10.1002/qj.3598.

Smith, M. W.; Carrivick, J. L.; Quincey, D. J. (2016): Structure from motion photogrammetry in physical geography. In: *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 40 (2), S. 247–275. DOI: 10.1177/0309133315615805.

Staindl, A. (2000): *Kurze Geologie von Südtirol*. Brixen: Weger.

Stark, M.; Rom, J.; Haas, F.; Piermattei, L.; Fleischer, F.; Altmann, M.; Becht, M. (2022): Long-term assessment of terrain changes and calculation of erosion rates in an alpine catchment based on SfM-MVS processing of historical aerial images. How camera information and processing strategy affect quantitative analysis. In: *jgeomorphology*. DOI: 10.1127/jgeomorphology/2022/0755.

Stockdale, C. A.; McLoughlin, N.; Flannigan, M.; Macdonald, S. E. (2019): Could restoration of a landscape to a pre-European historical vegetation condition reduce burn probability? In: *Ecosphere* 10 (2), e02584. DOI: 10.1002/ecs2.2584.

Stockdale, C.-A.; Bozzini, C.; Macdonald, S.-E.; Higgs, E. (2015): Extracting ecological information from oblique angle terrestrial landscape photographs: Performance evaluation of the WSL Monoplotting Tool. In: *Applied Geography* 63, S. 315–325.

Stoffel, M.; Huggel, C. (2012): Effects of climate change on mass movements in mountain environments. In: *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 36 (3), S. 421–439. DOI: 10.1177/0309133312441010.

Stoffel, M.; Tiranti, D.; Huggel, C. (2014): Climate change impacts on mass movements — Case studies from the European Alps. In: *Science of The Total Environment* 493, S. 1255–1266. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2014.02.102.

T

Tollmann, A. (1977): *Geologie von Österreich. Die Zentralalpen*. Wien: Deuticke.

W

Wiesmann, S.; Steiner, L.; Pozzi, M.; Bozzini, C.; Bauder, A.; Hurni, L. (2012): Reconstructing historic glacier states based on terrestrial oblique photographs. In: *Proceedings - AutoCarto 2012 - Columbus, Ohio, USA - September 16-18*.

Williams, R. D.; Rennie, C. D.; Brasington, J.; Hicks, D. M.; Vericat, D. (2015): Linking the spatial distribution of bed load transport to morphological change during high-flow

events in a shallow braided river. In: *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 120 (3), S. 604–622.
DOI: 10.1002/2014JF003346.

Z

Zemp, M.; Hoelzle, M.; Haeberli, W. (2009): Six decades of glacier mass-balance observations: a review of the worldwide monitoring network. In: *Ann. Glaciol.* 50 (50), S. 101–111. DOI: 10.3189/172756409787769591.

Zemp, M.; Paul, F.; Hoelzle, M.; Haeberli, W. (2008): Glacier fluctuations in the European Alps, 1850–2000. In: *Darkening Peaks Glacier Retreat Sci. Soc.*